

# Energi- og massebalanse på Etonbreen

*En studie av kuldemagasinetts påvirkning på massebalansen på en del av Austfonna, Svalbard*

Even Loe



Hovedfagsoppgave i naturgeografi ved Institutt for Geofag

UNIVERSITETET I OSLO

September 2005



## Forord

Denne oppgaven inngår i graden Cand. Scient. ved Avdeling for naturgeografi, Institutt for geofag, Universitetet i Oslo. Professor Jon Ove Hagen og senioringeniør Kjetil Melvold (NVE) har vært mine veiledere. Begge takkes for faglig støtte, praktisk hjelp samt oppmuntring under arbeidet med oppgaven, og for å ha latt meg oppleve Austfonna.

Fra Institutt for geofag er jeg også Trond Eiken og Thomas Schuler takk skyldig for grundig innføring i feltarbeidets gleder og sorger, og for alltid å ha latt døra stå åpen for mine problemer under etterarbeidet. Takk også til andre ansatte og studenter ved instituttet for å ha bidratt til å gjøre innsatsen på Blindern bryet verdt, både faglig og sosialt.

Feltarbeidet på Austfonna ble gjennomført i samarbeid med Norsk Polarinstitutt (NP), som også har stilt sitt fryselaboratorium til min ukyndige disposisjon. For dette, og for et stipend jeg fikk fra NP til å finansiere min deltakelse i feltarbeidet i 2004, er jeg takknemlig. Andrea Taurisano og Jørgen Haagensli (begge NP) takkes for godt samarbeid i felt, Lars Karlöf og Ola Brandt (også begge NP) for tålmodig hjelp i fryseren, Kjetil Isaksen (Meteorologisk Institutt) for hjelp med værdata fra Karl XIs øy og Geir Vatne (NTNU) for å ha sendt meg til Oslo.

En spesiell takk går til medstudent Anders Baumberger som jeg har delt både praktiske og teoretiske naturopplevelser med fra første dag på Blindern.

Sønnen min Rasmus, kjæreste Marit, bror Erlend og mine foreldre takkes for å ha hatt tro på meg og for å stadig minne meg på at isbreer, tross alt, ikke er det viktigste. Til slutt og mest av alt takk til morfar for å ha latt meg forstå at naturen er sjefen.

Blindern, 7. september 2005

Even Loe



## Sammendrag

Denne oppgaven er et forsøk på å relatere isbreers masse- og energibalanse ved å studere kuldemagasinet innvirkning på smeltinga. Data ble samlet inn fra Austfonna (8105 km<sup>2</sup>) våren 2004 og 2005. Massebalansedata herfra presenteres, med særlig vekt på den vestligste delen av fonna, Etonbreen (664 km<sup>2</sup>), hvor det også har blitt målt istemperatur, stråling, lufttemperatur og -fuktighet samt vindhastighet gjennom smeltesesongen. Dette gjør det mulig å modellere energibalanse og smelting ved overflata. For å kunne evaluere smeltemodellen brukes også data fra en ultrasonisk avstandsmåler til å utlede smeltekurven. Målet er å studere forskjellen mellom modellert og faktisk smelting for å kunne relatere denne til endringa i breens temperatur.

Resultatene viser at det er god sammenheng mellom forskjellen på modellert og observert smelting, og endringa i kuldemagasinet. Energien som brukes til å varme opp snø og is til smeltepunktet tilsvarer smelting av omtrent 0,3 m is (vannekvivalent). Den gode sammenhengen mellom de nevnte størrelsene viser at metodene som benyttes i oppgaven er fruktbare når det gjelder studier av refrysingskomponenten av massebalansen på Svalbard.

Det argumenteres for at avrenninga fra Austfonna vil øke selv om den pågående klimaendringa bare skulle medføre økt vinter- og ikke sommertemperatur, fordi både størrelsen på kuldemagasinet og temperaturgradienten i isen da vil avta.

Massebalansen for hele Austfonna beregnes ikke, men ser, på grunnlag av den målte massebalansen ved stakene, ut til å være klart negativ i balanseåret 04/05. Gjennomsnittlig spesifikk nettobalanse for Etonbreen i samme periode estimeres til  $-0,5 \pm 0,2$  m og total nettobalanse til  $-0,4 \pm 0,1$  km<sup>3</sup>.

# Innhold

<b>1</b>	<b>Innledning.....</b>	<b>1</b>
1.1	Motivasjon, problemstilling og mål for oppgaven.....	2
<b>2</b>	<b>Austfonna.....</b>	<b>5</b>
2.1	Klima.....	6
2.2	Glasiologi.....	8
<b>3</b>	<b>Teori.....</b>	<b>12</b>
3.1	Massebalanse .....	12
3.1.1	Refrysing og intern akkumulasjon.....	14
3.1.2	Ablasjonsfaktorer.....	15
3.2	Istemperatur .....	16
3.3	Energibalanse.....	17
3.4	Numerisk modellering .....	19
3.5	Modeller for refrysing.....	20
<b>4</b>	<b>Metode.....</b>	<b>22</b>
4.1	Massebalanse .....	22
4.1.1	Digital terrengmodell.....	24
4.2	Automatiske værstasjoner.....	24
4.3	Indirekte metoder for å estimere smelting .....	27
4.3.1	Energibalansemodellering.....	27
4.3.2	Smelting beregnet med ULS-data.....	31
4.4	Endring av kuldemagasin.....	33
4.5	Kjerneboringer .....	35

<b>5</b>	<b>Data og resultater.....</b>	<b>37</b>
5.1	Massebalanse .....	37
5.2	Meteorologiske data og energibalansemodell.....	43
5.2.1	AWS1 .....	43
5.2.2	AWS2.....	47
5.2.3	Luftas temperaturgradient.....	50
5.3	Kuldemagasin .....	51
5.4	Kjerner .....	54
<b>6</b>	<b>Diskusjon .....</b>	<b>55</b>
6.1	Nøyaktighet.....	55
6.1.1	Massebalanse .....	55
6.1.2	Energibalansemodell.....	57
6.1.3	Luftas temperaturgradient.....	57
6.1.4	Smelting beregnet med ULS-data.....	58
6.1.5	Kuldemagasin .....	59
6.2	Massebalanse .....	59
6.3	Energibalanse og istemperatur.....	61
6.3.1	Smeltemodellen.....	61
6.3.2	Kuldemagasinet bidrag til massebalansen.....	64
6.4	Sammenlikning med andre studier.....	66
<b>7</b>	<b>Konklusjon.....</b>	<b>68</b>
	<b>Referanser.....</b>	<b>70</b>
	Vedlegg I Symboler og konstanter .....	76
	Vedlegg II Smeltemodellen .....	77





# 1 Innledning

Tema for denne oppgaven er sammenhengen mellom smelting og istemperatur på subpolare isbreer. Det at vann i stedet for å forsvinne som avrenning, fryser til is i kontakt med den kalde breoverflata, har viktige implikasjoner for både masse- og energibalansen til slike breer. Dette arbeidet er et forsøk på å kvantifisere refrysingsprosessen, først og fremst ved hjelp av energibalansebetraktninger. En utdyping og presisering av problemstillingen for oppgaven følger under (avsnitt 1.1).

Studieobjektet for oppgaven er Austfonna (se figur 1-1 for plassering), og særlig Etonbreen, på Nordaustlandet på Svalbard, hvor feltarbeidet ble utført i april 2004 og april-mai 2005. I 2004 ble det plassert 19 massebalanse- og hastighetsstaker over hele fonna, hvorav 5 på Etonbreen, samt to automatiske meteorologiske stasjoner og to lufttemperatursensorer i ulike høyder på Etonbreen (se figur 2-1). I forbindelse med værstasjonene ble det også montert termistorer for måling av istemperatur. Snøens tetthet og temperatur ble målt i 8 snøsjakter og 3 grunne (1-2 m) borekjerne. 8 slike kjerne ble brakt til fryselaboratorium i Tromsø sammen med en lengre kjerne på 16 m. I tillegg ble det kjørt omtrent 100 km GPR/GPS-profiler. Data fra de to værstasjonene ble lastet ned i september 2004 av representanter for Sysselmannen på Svalbard. Stakenettet og værstasjonene ble vedlikeholdt i april 2005, samtidig som flere av GPR/GPS-profilene ble repetert. Feltarbeidet fant sted som en del av CRYOSAT-prosjektet, et samarbeid mellom Norsk Polar Institutt og Institutt for Geofag ved Universitetet i Oslo, med finansiering fra European Space Agency.

Hensikten med dette prosjektet er å samle inn bakke­data for kalibrering og validering av radaraltimeteret som skal monteres på CRYOSAT-satellitten med planlagt oppskyting høsten 2005. Undertegneds rolle i dette prosjektet var hovedsakelig feltassistentens, men med full tillatelse til å bruke data i dette hovedfagsprosjektet. Kapittel 5 inneholder en presentasjon av den delen av det innsamlede datamaterialet som er relevant for denne oppgaven.

I kapittel 2 beskrives studieområdet med vekt på Austfonnas glasiologi og klimaforhold. Deretter følger en gjennomgang av relevant teori (kapittel 3), samt av metodene som er brukt i oppgaven (kapittel 4). Data og resultater presenteres i kapittel 5 før metoder og resultater diskuteres i kapittel 6. Etter konklusjonen i kapittel 7 følger bibliografien og et vedlegg med en oversikt over symboler og konstanter brukt i oppgaven, og et som viser hvordan energibalansemodellen er implementert.

I denne oppgaven brukes refrysing som betegnelse på det som skjer med smelte­vann når det endrer fase tilbake til fast form, enten det skjer inne i snø-/firnpakka eller direkte på isoverflata. Vann som refryser og danner et islag oppå den tidligere isoverflata kalles påfrossen is, mens refrysing som danner islag og -linser i firn refereres til som intern akkumulasjon. Refrysing som finner sted på isoverflata eller i firn og snø sies å skje på breens overflate selv om inne i firnpakka strengt tatt ikke kan kalles overflata. Dette for å ekskludere eventuell refrysing inne i eller under selve breen, noe som ikke behandles i denne oppgaven.

## ***1.1 Motivasjon, problemstilling og mål for oppgaven***

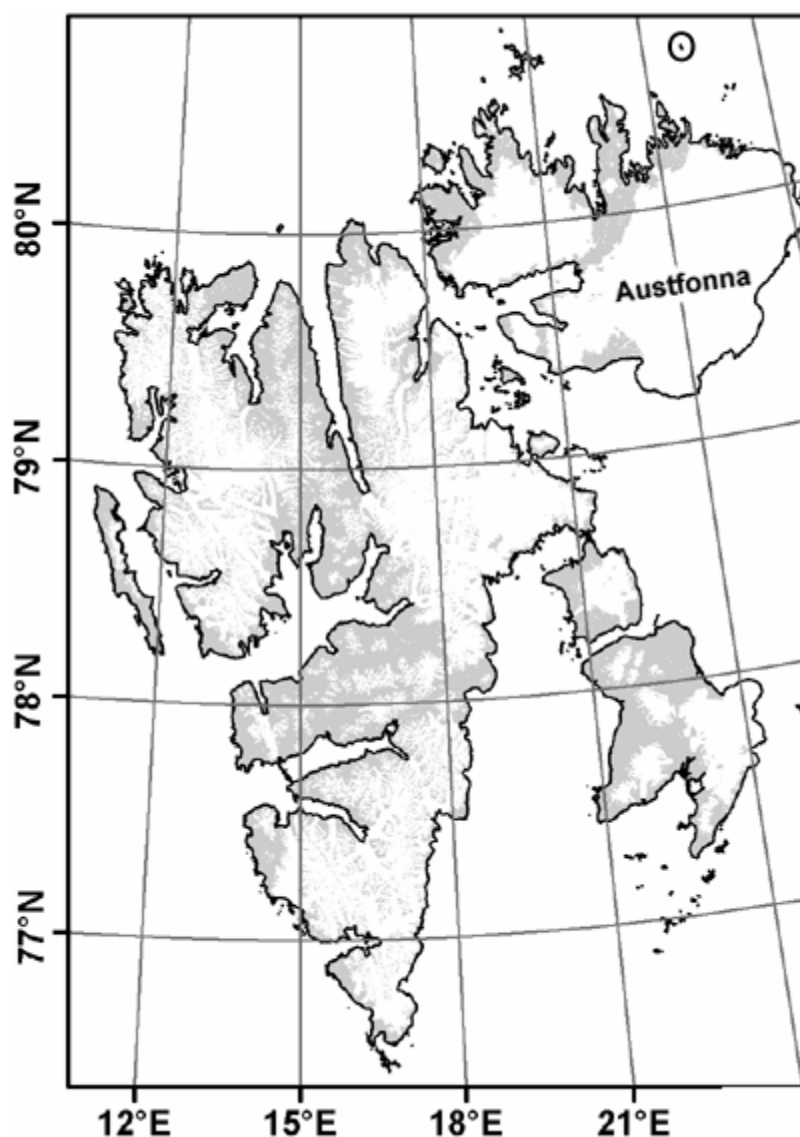
Sammenhengen mellom overflatesmelting og -ablasjon på isbreer er ikke så enkel som man kanskje skulle tro. I følge Paterson (1994) regnes ikke smelte­vann som fryser til is, enten det skjer i snø-/firnpakka, på isoverflata eller inni breen, som et bidrag til ablasjonen. Derfor må slik refrysing tas hensyn til ved måling eller modellering av isbreers massebalanse. Når det gjelder massebalansemålinger innebærer dette at tetthetsendringer, også i den underliggende firnen i

akkumulasjonsområdet, må tas i betraktning, samt at tykkelsen av eventuell påfrossen is mellom firnlinja og likevektslinja må måles. I modelleringssammenheng betyr det at det refrosne vannet må inkluderes i modellen i form av en algoritme som modellerer endringer i tetthet og en som modellerer dannelse av påfrossen is. Smelting modelleres ofte ved hjelp av graddags- eller energibalansemodeller, eller kombinasjoner av disse. Det finnes mange godt dokumenterte og veltestede slike (f. eks. Hock, 2003; Greuell & Genthon, 2004), som beregner overflatesmelting på en tilfredsstillende måte, gitt målte eller rekonstruerte meteorologiske inputparametere. Da er det verre med både intern akkumulasjon og dannelse av påfrossen is, som foreløpig har vært vanskeligere å gjenskape med den ønskede nøyaktighet. For eksempel har Huybrechts et al. (1991), Letréguilly et al. (1991) og Reeh (1991) i sine massebalansemodeller satt andelen av den årlige akkumulasjonen som refryser etter først å ha smeltet, til en konstant verdi for hele Grønlandsisen, uten å ta hensyn til at denne andelen vil variere med lufttemperatur, og dermed høyde over havet, i tillegg til at det vil være til dels stor forskjell mellom områder over og under firnlinja, fordi sammenhengen mellom breens temperatur og lufttemperaturen ikke er den samme i firnområdet som i lavere deler. I følge Woodward et al. (1997) har denne andelen blitt bestemt ”largely on intuitive grounds”, altså uten at det ligger pålitelige målinger eller beregninger til grunn.

Flere forfattere (Greuell & Konzelmann, 1994; Woodward, 1997; Wadham & Nuttall, 2002; Obleitner & Lehning, 2004) har de siste årene bidratt til å utbedre denne situasjonen ved å se på sammenhengen mellom lufttemperatur, istemperatur og refrysing. Denne oppgaven er et forsøk på å bidra i samme retning. Målet er å kvantifisere refrysinga, og å relatere den til endringa i den underliggende isens temperatur, det såkalte kuldemagasinet. Videre skal massebalansen for Etonbreen beregnes slik at kuldemagasinet påvirkning på denne kan evalueres ved å se på hvor stor andel av smeltinga som refryser gjennom en hel smeltesesong. Fordi det ikke ble gjort feltarbeid i eller rett etter smeltesesongen foreligger det ingen direkte observasjoner som forteller hvor mye vann som refryser. Det er derfor nødvendig med en mer indirekte og teoretisk tilnærming til problemet, nemlig å forsøke å modellere smeltinga slik den ville ha vært dersom isen hadde vært temperert, og å sammenlikne

dette med den faktiske smeltinga. Differansen mellom disse to størrelsene bør tilsvare refrysinga. Resultatet skal til slutt sammenliknes med andre studier og modeller.

Den kanskje viktigste grunnen til å studere refrysing av smeltevann på arktiske breer, er den betydningen denne prosessen kan ha for massebalansen i Arktis under den klimaendringa vi er inne i (ACIA, 2004). I en overgangsperiode vil nemlig økt smelting kunne bli delvis kompensert av økt refrysing (Pfeffer et al., 1991). For å klargjøre hvorvidt dette er sannsynlig er det nødvendig med kvantitative studier av refrysing.



**Figur 1-1. Kart over Svalbard i omtrentlig målestokk 1:3 500 000 som viser Austfonnas beliggenhet. Isfrie områder er grå, mens isdekte er hvite. Karl XII's øy er markert med en sirkel.**

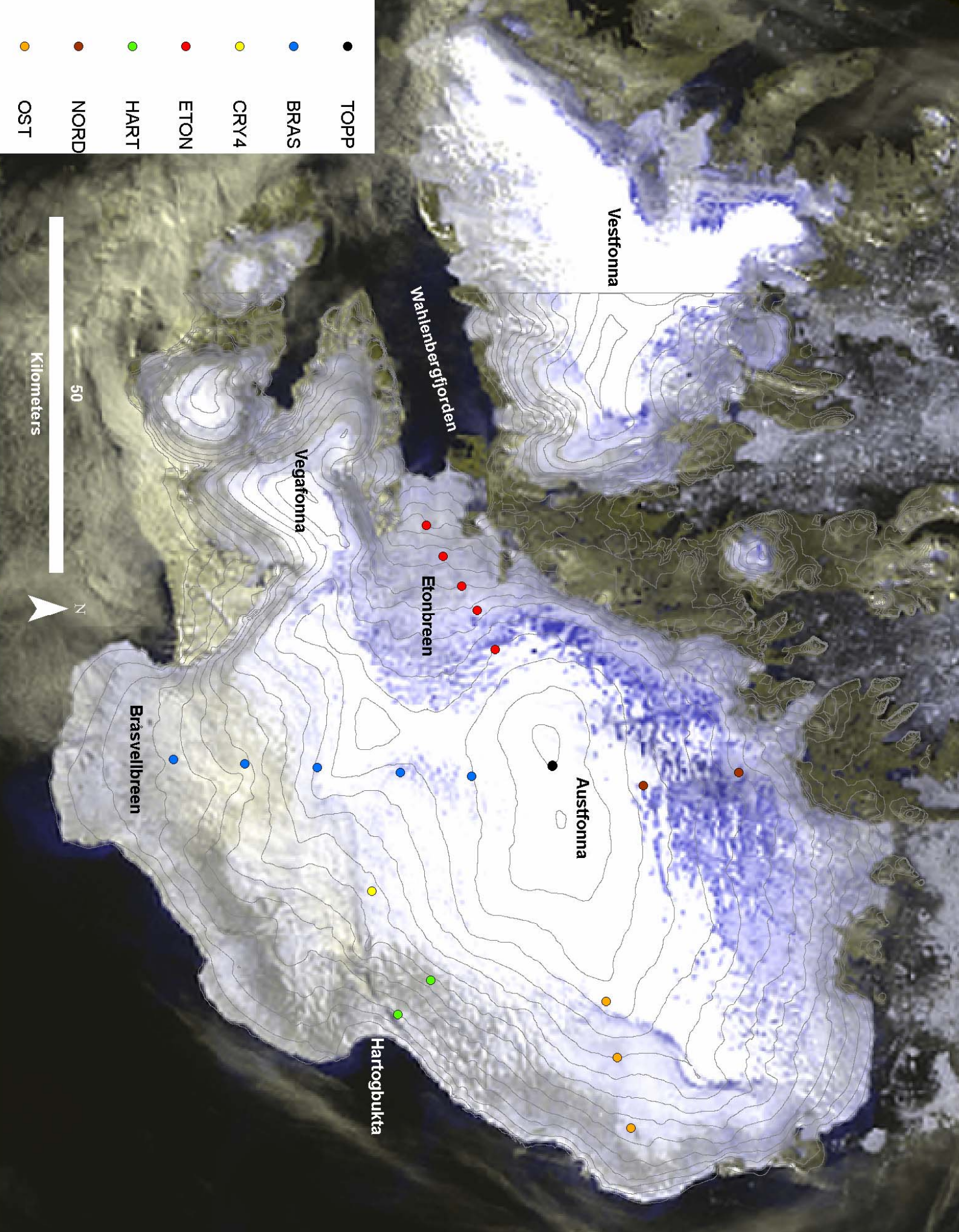
## 2 Austfonna

Nordautlandet er den nest største øya på Svalbard. Med et areal på 14 443 km<sup>2</sup>, hvorav cirka 75 % isdekket, er øya et av jordas største breområder utenfor Antarktis og Grønland. Austfonna (8 105 km<sup>2</sup>), Vestfonna (2 510 km<sup>2</sup>) og Vegafonna (295 km<sup>2</sup>) er de tre største iskappene på øya (Drewry & Liestøl, 1985). I og med at det er Austfonna som er studieobjekt i oppgaven skal dennes glasiologi og klimaforhold få en nærmere beskrivelse.

Bildet på neste side (figur 2-1) er tatt av MODIS-instrumentet 12. august 2003 og viser Austfonna, Vegafonna og mesteparten av Vestfonna. Den romlige oppløsninga er 250 meter, og det er lagt på 50-meters høydekoter. Massebalansestakene (omtales senere) er tegnet inn og de ulike stakeprofilene har fått ulike farger. De stedsnavnene som brukes i oppgaven er påført. Snølinja kommer godt fram på bildet, og de blå områdene nedenfor denne tolkes som supraglasiale sjøer eller vannmettet firn. Liknende elementer kan sees i Liestøl (1993). Den østligste delen som tilsynelatende henger sammen med Austfonna er Vegafonna og regnes som en separat iskappe (jf. figur 2-4).

**Figur 2-1 (neste side). MODIS-bilde av østlige Nordautlandet 12. august 2003. Høydekotene er drapert over satellittbildet og har 50 meters ekvidistanse. Massebalansestakene er inntegnet med ulike farger for de ulike profilene (omtales i avsnitt 5.1). Stakene er nummerert nedenfra, slik at den nederste i det rød profilet (nærmest Wahlenbergfjorden) er Eton1. De to værstasjonene er plassert ved Eton2 og Eton4, I tillegg ble det målt lufttemperatur på Eton5 og Topp.**



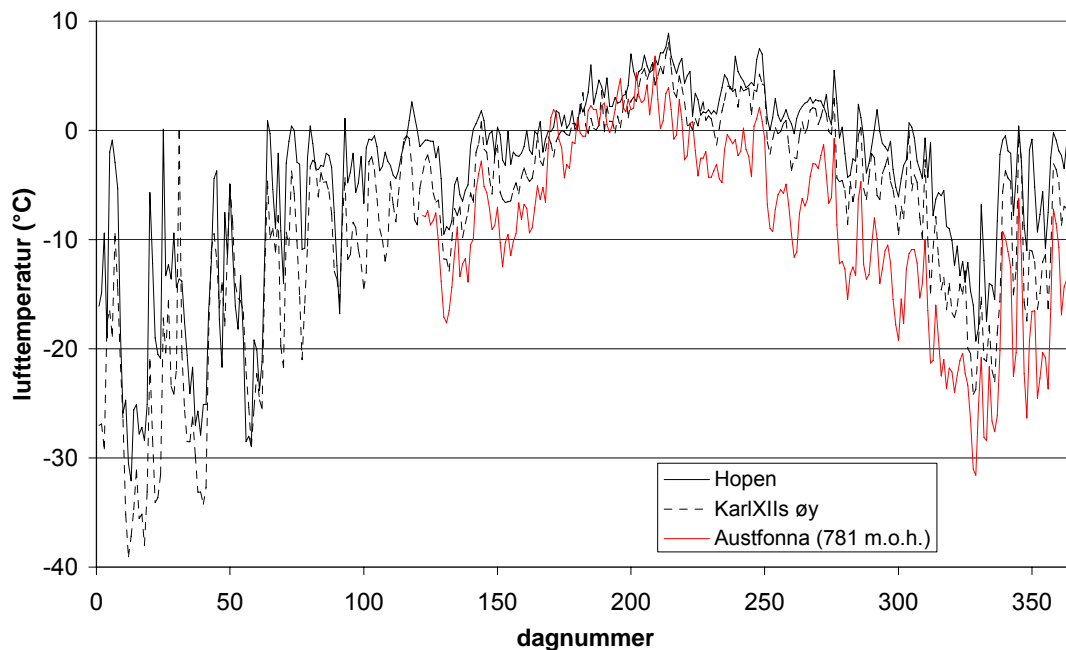


## 2.1 Klima

Klimaet på Austfonna og Nordaustlandet for øvrig er i likhet med andre usentrale deler av Svalbard, ikke spesielt godt kjent. Det foreligger få målinger overhodet, og ingen lange tidsserier. På grunn av avstanden til andre meteorologiske målestasjoner kan man heller ikke uten videre anta at data fra disse er representative for Austfonna. Klimadata fra Vest-Spitsbergen, hvor det finnes flere meteorologiske stasjoner med lange måleserier, har begrenset relevans på Nordaustlandet. Dels på grunn av avstand og dels fordi de har en helt annen beliggenhet i forhold til luftstrømmer fra Barentshavet, som er de dominerende for klimaet på Austfonna (Pinglot et al., 2001). Et annet forhold som kompliserer bruken av data fra andre lokaliteter er at Austfonna er så stor at den kan antas å danne sitt eget lokalklima.

Meteorologisk Institutt har siden august 2000 hatt en automatstasjon på Karl XIIIs øy (80,65°N, 25,00°E, se figur 1-1 for plassering), omtrent 100 kilometer nord for toppen av Austfonna. Dette er nært nok til at data herfra er interessant. Fra denne stasjonen er det imidlertid bare rådata fra en kort periode som er tilgjengelig slik at det ikke finnes noen temperaturnormaler som man kan forsøke å tilpasse til Austfonna. Nest beste alternativ er stasjonen på Hopen, som riktignok ligger drøyt 370 kilometer SSØ for Austfonna, men som, på grunn av sin beliggenhet eksponert mot Barentshavet, kan forventes å ha en tilsvarende synoptisk situasjon som Austfonna. Midlere årstemperatur på Hopen i den meteorologiske normalperioden 1961-90 er -6,4 °C. Figur 2-2 viser døgnmidler for Hopen og Karl XIIIs øy i hele 2004, samt for toppen av Austfonna i perioden mai til desember 2004. Det er så godt som hele tiden kaldest på Austfonna, mens temperatursvingningene stort sett er synkrone med de på Hopen og Karl XIIIs øy. Dette gir grunnlag for å anta at normaltemperaturen på Austfonna i alle fall er lavere enn på Hopen.

Når det gjelder nedbørsmengde finnes det ingen målinger som har relevans for Austfonna bortsett fra massebalansemålinger. Pinglot et al. (2001) rapporterer en gjennomsnittlig nettobalanse for perioden 1986-99 på omtrent 455 mm vannekv. ved toppen av fonna. Årsnedbøren i samme periode må nødvendigvis være større enn dette og den romlige variasjonen på fonna er stor (se omtale av ELA i neste avsnitt).



**Figur 2-2. Døgnlig middeltemperatur på Hopen og KarlXIIIs øy i 2004, og på toppen av Austfonna fra mai til desember 2004. Data fra Hopen og Karl XIIIs øy er fra Meteorologisk Institutt, mens de fra Austfonna er egne målinger.**

Mesteparten av datagrunnlaget for denne oppgaven er meteorologiske data for perioden april 2004 til april 2005 fra vestsida av Austfonna. Derfor kan deler av avsnitt 5.2 betraktes som en nærmere beskrivelse, om ikke av klima, så i hvert fall av været på Austfonna i denne perioden.

## **2.2 Glasiologi**

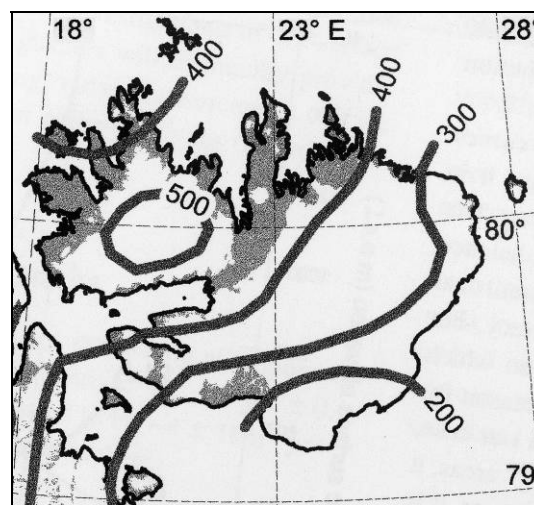
Ser man bort fra Antarktis og Grønland er Austfonna verdens nest største iskappe etter Devon Ice Cap i arktisk Canada. Fonna dekker de sørøstlige delene av Nordaustlandet og har en relativt enkel kuppelformet geometri uten nevneverdige nunataker. Breoverflatas største høyde er drøyt 780 m.o.h. (ved 79,83°N, 24,00°E), og maksimale målte istykkelse er omtrent 580 m (Dowdeswell et al., 1986). I tillegg til toppområdet på 780 moh, har fonna en annen topp litt lenger sør. Disse to toppene kalles i dag henholdsvis Aust- og Sørdomen, mens de tidligere ble regnet for å representere hver sin iskappe; Austfonna og Sørfonna. Topografien til den



underliggende berggrunnen er, med noen unntak, relativt flat (Dowdeswell et al., 1986). Et av unntakene er under Isdomen, vest for Hartogbukta, hvor det ligger et markert høydedrag (Dowdeswell et al., 1999). Omtrent 200 km (tilsvarende cirka 40 %) av Austfonnas front står i vann. Hele fronten antas å være grunnstøtt (Dowdeswell et al., 1986), i likhet med alle andre kalvingsfronter på Svalbard (Hagen et al., 1993).

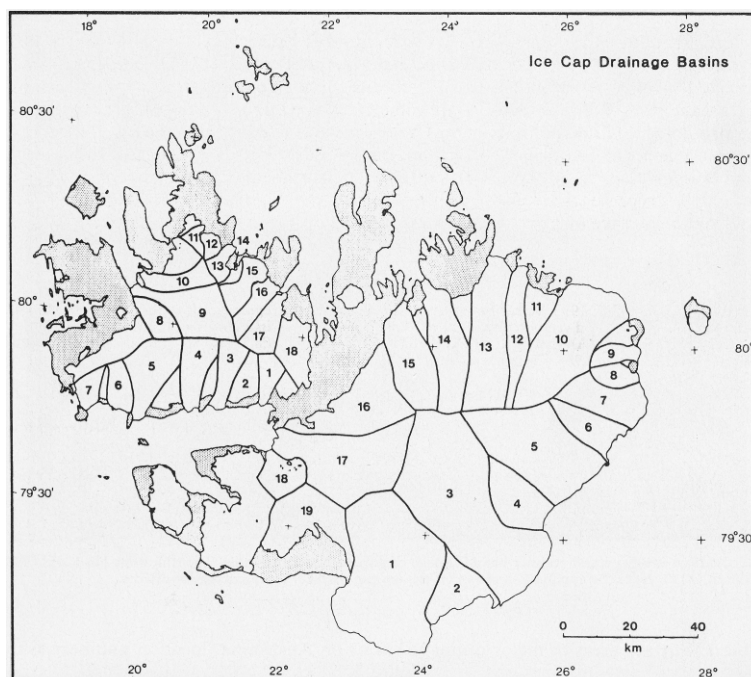
Dowdeswell & Drewry (1985) bruker breens overflatehelning og studier av satellittbilder til å finne de viktigste isskillene på Austfonna. Disse isskillene definerer de viktigste nedslagsfeltene (heretter kalt breer) som Austfonna består av. Slik deler de fonna inn i 19 hovedbreer som nummereres mot klokka og med Bråsvellbreen som A1, der A står for Austfonna. Dette for å skille de fra Vestfonnas breer (V1-18) som defineres og nummereres i samme artikkel. Flere av de to iskappenes breer har i tillegg navn (se fig. 2-4 og tabell 2-1). Disse vil bli brukt i denne oppgaven, mens de navnløse breene vil bli referert til ved hjelp av systemet til Dowdeswell og Drewry (1985).

Likevektslinjas høyde (ELA) varierer fra 400 m.o.h. i nordvestre helt ned til 200 m.o.h. i sørøstre deler av Austfonna (Hagen et al., 2003a; Pinglot et al., 2001), (figur 2-3). Det er grunn til å anta at ablasjonen ikke varierer veldig mye langs dette profilet, og at det dermed er nedbørsmønsteret som skaper denne fordelinga av ELA. Det stemmer også godt overens med det faktum at mesteparten av nedbøren i området kommer med sørøstlige vinder.



**Figur 2-3. Fordeling av ELA på Nordaustlandet. Utsnitt fra Hagen et al. (2003a).**

Data fra Svalbard viser jevnt over negativ balanse i den perioden det har vært foretatt regelmessige målinger (Hagen et al., 2003a; Hagen et al., 2003b), men så godt som alle disse måleseriene er fra vestkysten av Spitsbergen. Det er dermed ikke sikkert at denne trenden er beskrivende for det som har skjedd med breene nordøst på øygruppen i samme periode. Det nærmeste man kommer et estimat i litteraturen er fra



**Figur 2-4. Kart over Nordaustlandet med Aust- og Vestfonnas nedbørsfelt inntegnet (fra Dowdeswell & Drewry (1985)).**

Nedbørsfelt		Areal	
Nr (A)	Navn	km <sup>2</sup>	% av total
1	Bråsvellbreen	1100	13,7
2		217	2,7
3		1250	15,4
4		261	3,2
5		674	8,3
6		172	2,1
7		250	3,1
8		76	0,9
9	Worsleybreen	75	0,9
10	Leighbreen	644	7,9
11	Normanbreen	103	1,3
12	Nilsenbreen	199	2,4
13	Schweigaardbreen	481	5,9
14	Duvebreen	337	4,2
15		339	4,2
16		432	5,3
17	Etonbreen	635	7,8
18		137	1,7
19		342	4,2
	Andre	381	4,7
	Total	8105	100

**Tabell2-1. Oversikt over nummereringa og størrelsen til breene som Austfonna består av (fra Dowdeswell & Drewry (1985)).**

Bamber et al. (2004) som hevder at Austfonna er i balanse, dvs. nettobalansen er null. Beregninga baseres på akkumulasjonsratene til Pinglot et al. (2001), og ekstrapolering av Hagen et al. (2003a) sine ablasjonsrater fra Spitsbergen. Dette regnestykket skal være gyldig for perioden 1963-97, men tar ikke hensyn til kalving, noe som innebærer at selv om det er riktig, altså netto overflatebalanse lik null, så er Austfonnas totale nettobalanse i denne perioden negativ. Bamber et al. (2004) hevder videre at den årlige nettobalansen i akkumulasjonsområdet har økt med 26 % i perioden 1996-2002 sammenliknet med 1963-97. Dette settes i sammenheng med en reduksjon i sjøisens utbredelse, og dermed en økning i åpent vann i Barentshavet, som er den viktigste kilden til nedbør på Austfonna.

### **3 Teori**

Dette kapitlet byr på en gjennomgang av teori som anses relevant for problemstillinga i denne oppgaven. Bare momenter som har direkte sammenheng med prosesser knyttet til massebalanse og refrysing, eller med studier av slike prosesser, blir viet oppmerksomhet. For generell glasiologisk teori henvises leseren for eksempel til Paterson (1994), Benn & Ewans (1998) eller Liestøl (2000). Avsnitt 3.5 presenterer utvalgte eksisterende modeller for refrysing som er interessante i forhold til diskusjonen i kapittel 6.

#### **3.1 Massebalanse**

Noe av det mest grunnleggende når det gjelder studier av breer er deres massebalanse, det vil si endringer i deres masse og fordelinga av disse endringene i rom og tid (Paterson, 1994). Sentrale begreper i denne sammenheng er akkumulasjon og ablasjon. Førstnevnte er betegnelsen på alle positive bidrag til massebalansen, med andre ord alle massetilskudd, mens sistnevnte er de negative bidragene. Fordi denne oppgaven bare tar for seg prosesser på overflata er akkumulasjon i det følgende begrenset til å bety pålagring av snø, mens smelting og fordampning/sublimasjon utgjør ablasjonen. Det vil si at kalving, en viktig prosess for Austfonnas massebalanse, ikke tas hensyn til.

Akkumulasjonen styres av nedbørs- og vindmønsteret i det området hvor breen ligger, og den vil ofte variere med flere hundre prosent ulike steder på samme bre til samme tid. Ofte vil det være en tendens til at den øker med høyden, men topografi og andre forhold spiller også inn. Det er derfor nødvendig med mange punktmålinger (sonderinger) av snødypet for å komme fram til en verdi som er representativ for breen. I tillegg til snødyp trenger man målinger av snøens tetthet, en størrelse som ikke varierer like mye i rommet. Man kan derfor nøye seg med et langt lavere antall tetthetsmålinger enn sonderinger.

Ablasjonen varierer heller ikke like mye som akkumulasjonen, og den viser ofte god korrelasjon med høyde over havet. Det er derfor tilstrekkelig å måle ablasjonen ved noen punkter langs et høydeprofil. Grunnen til at ablasjonen ikke varierer like mye som akkumulasjonen, og at variasjonen er relativt systematisk er at den er korrelert med lufttemperatur som igjen korrelerer med høyde over havet.

Massebalansen har egentlig benevningskilo, det vil si massen til den fjernede eller tillagte snøen og isen, men det er konvensjonelt å regne om dette til tilsvarende vannvolum ved å dividere på vannets tetthet, eller til et lengdemål ved å dividere dette volumet igjen på breens areal. Det første gir total og det siste spesifikk massebalanse. Akkumulasjonen i et punkt er snødyp i punktet multiplisert med snøens relative tetthet, mens ablasjonen i et punkt er tykkelsen på den fjernede massen regnet om til vann (Anonym, 1969).

Akkumulasjonen er en integrasjon med hensyn på tid av akkumulasjonsraten i en gitt periode, ofte fra slutten av en smeltesesong til slutten av neste. Likedan er ablasjonen integralet av ablasjonsraten. Vinterbalansen ( $b_w$ ) er summen av disse integrert fra slutten av smeltesesongen til begynnelsen på neste. Den består dermed av både vinterakkumulasjon og vinterablasjon. På samme måte er sommerbalansen ( $b_s$ ) summen av sommerablasjon og -akkumulasjon. Det er konvensjonelt (Anonym, 1969) å oppgi alle størrelser som bidrar til å øke breens masse, altså akkumulasjon, som en positiv størrelse, og ablasjon som en negativ. Nettobalansen,  $b_n$ , blir da:

$$b_n = b_w + b_s \quad (3-1)$$

Det vanligste er å utføre massebalansemålinger ved starten og slutten av smeltesesongen, noe som ikke gir mulighet for å måle verken vinterablasjon eller sommerakkumulasjon, men dette får ingen konsekvenser for størrelsen til noen av termene i likning 3-1.

### **3.1.1 Refrysing og intern akkumulasjon**

Som allerede nevnt er refrysing av smeltevann en viktig prosess på Svalbard og andre polare eller høytliggende områder. Over alt hvor kuldebølgen om vinteren trenger lenger ned enn den forrige sommeroverflata vil massebalansen påvirkes av at smeltevann refryser (Schneider & Jansson, 2004). Når smeltevann fryser i firnen som ligger under den siste sommeroverflata kalles dette intern akkumulasjon. Denne vil ikke fanges opp av massebalansemålinger utført slik det står beskrevet over og i kapittel 4.1. Dersom den interne akkumulasjonen skal måles må man også sørge for å overvåke utviklinga av tettheten og tykkelsen til eldre årslag, noe som er vanskelig og som sjelden blir gjort (Cogley & Adams, 1998).

Nedenfor firnlinja dannes påfrossen is ved at smeltevann perkolerer gjennom snøpakka og fryser i kontakt med den kalde isoverflata. Der hvor den påfrosne isen overlever smeltesesongen vil massebalansen være positiv. Likevektslinja går da langs overgangen mellom årets påfrosne is og den vanlige blåisen som kjennetegner ablasjonsområdet, eventuelt langs overgangen mellom ny og gammel påfrossen is dersom tidligere somres påfrysning har overlevd lenger ned på breen. I sonen for påfrossen is vil massebalansen ut fra stakemålinger i prinsippet bli riktig fordi masseoverskuddet ligger over forrige sommeroverflate, i motsetning til hva tilfellet er for intern akkumulasjon i firnområdet der masseoverskuddet ligger under sommeroverflata. I realiteten er det imidlertid ikke så lett å detektere påfrossen is fordi et års akkumulasjon ofte vil utgjøre så lite at den er i samme størrelsesorden som måleusikkerheten for stakehøyde. Mayo (1991) mener derfor at man bare kan slå fast at påfrossen is har blitt dannet dersom man kan identifisere den tidligere sommeroverflata under islaget.

Wadham & Nuttall (2002) og Obleitner & Lehning (2004) peker også på at påfrossen is dannes ved slutten av smeltesesongen ved at vann fryser til is når kulda kommer om høsten, såkalt høstis. Mengden vann som refryser på denne måten vil avhenge av hvor mye vann som står supraglasialt, enten i små sjøer eller i vannmettet firn, ved slutten av sommeren. Denne prosessen er naturlig nok viktigst i områder hvor overflatehelinga på breen er liten slik at smeltevann har vanskelig for å renne vekk. Det er grunn til å tro at det dannes betydelige mengder påfrossen is på denne måten på Austfonna (jf. blå områder i figur 2-1), men det foreligger ikke observasjoner som kan bidra til å klarlegge dette. Høstis behandles derfor ikke i det følgende.

### **3.1.2 Ablasjonsfaktorer**

Energi til å smelte snø og is ved overflata kommer fra kort- og langbølget stråling, følbare varme (konveksjon) og latent varme (kondensasjon). En nærmere beskrivelse av disse varmekildene finnes i avsnittene 3.3 og 4.3.1.

En annen viktig ablasjonsfaktor er kalving, som er betegnelsen på det som skjer når is fra en bre brekker av der hvor denne står i vann. Globalt er dette en viktig prosess fordi den står for størstedelen av massetapet til innlandsisen i Antarktis og den er en vesentlig komponent i massebalansen på Grønland. Kalving utgjør også en ukjent andel av ablasjonen på Austfonna. Selv om isen ikke flyter (Dowdeswell et al., 1986) så er den samlede lengden på kalvingsfronten såpass betydelig at man må regne med at mengden is som brekker av og forsvinner i havet er en viktig del av iskappas massebudsjett. I tillegg til at det dannes isfjell langs kalvingsfronten, vil også smelting i kontakt med havvannet bidra til massetap.

I følge Liestøl (2000) er fordelinga mellom de ulike ablasjonsfaktorene for hele Svalbard som følger: Stråling utgjør 50-60 %, konveksjon 30-40 % og kalving/smelting i kontakt med havvann cirka 10 %, mens kondensasjon ikke har noen netto innvirkning på ablasjonen. Ser man bort fra kalving, som ikke er et tema i denne oppgaven, ligger strålingas bidrag til overflateablasjonen mellom 56 og 67 % og konveksjonens mellom 33 og 44 %.

### 3.2 Istemperatur

Ahlmann (1935) foreslo et geofysisk klassifikasjonssystem av breer basert på istemperatur. I følge dette systemet er breer hvor all is er på trykksmeltepunktet tempererte, og breer hvor smelting på overflata ikke finner sted polare. Polare breer vil ha istemperaturer under trykksmeltepunktet (kald is). Subpolare breer, ofte også kalt polytermale, er en blanding av disse. Det vil si at deler av ismassen har temperatur under, og resten *på* trykksmeltepunktet. Austfonna tilhører i likhet med alle større breer på Svalbard (Sverdrup, 1935; Liestøl, 1975; Hagen et al., 1993), sistnevnte kategori. Det subpolare temperaturregimet innebærer at isen er kald i øvre lag av ablasjonsområdet, mens den er temperert i dypere deler av ablasjonsområdet og mesteparten av akkumulasjonsområdet. Denne temperaturfordelinga skyldes at smeltevatn i akkumulasjonsområdet for en stor del vil refryse lokalt når det kommer i kontakt med kald snø og firn, slik at det frigir latent varme som bidrar til å heve temperaturen til 0 °C. Denne oppvarminga er effektiv på grunn av det store forholdstallet mellom isens latente smeltevarme og spesifikke varmekapasitet. Et kilo smeltevatn som refryser frigir nok energi til å heve temperaturen i drøyt 159 kilo snø/firn med en grad. I ablasjonsområdet vil mye av smeltevatnet renne av på overflata eller ned i mouliner slik at den latente varmen ikke tilføres breen. Isen her vil dermed ikke tilføres nok varme til å kompensere for vinterkulda, og den forblir kald.

I denne sammenhengen er det vanlig å snakke om breens kuldemagasin. Fysisk sett er det vanskelig å definere noe slikt som et kuldemagasin fordi kulde ikke er en fysisk størrelse. Hvis man imidlertid definerer kulde som negativ varme, blir kuldemagasinet et mål på hvor mye følbare varme isen mangler for å være ved trykksmeltepunktet. Kuldemagasinet er altså et uttrykk for hvor mye energi isen må tilføres for å være ved smeltepunktet, det vil si for å holde 0 °C. Matematisk kan kuldemagasinet  $Q$  (J m<sup>-2</sup>) formuleres slik (Wold, 1976 og modifisert fra Fujita et al., 1996 og Paterson, 1994):

$$Q = c_{is} \int_0^{z_0} \rho_{is}(z) \Delta T_{is}(z) dz, \quad (3-2)$$



der  $c_{is}$  er isens spesifikke varmekapasitet,  $z_0$  er dybden på kuldemagasinet,  $\rho_{is}(z)$  er isens tetthet som en funksjon av dypet  $z$  og  $\Delta T_{is}(z)$  er differansen mellom isens temperatur og smeltepunkt, som en funksjon av  $z$ . Hvis istemperatur ( $T_{is}$ ) er målt i  $^{\circ}\text{C}$  er det ingen forskjell mellom  $\Delta T_{is}$  og  $T_{is}$ .  $Q$  er negativt for kald og null for temperert is. Når kuldemagasinet omtales som stort, menes det at  $Q$  har en stor negativ verdi.

Strengt tatt krever likning 3-2 at man kjenner temperaturprofilen ned til bunnen av kuldemagasinet, det vil si helt ned til overgangen mellom kald og temperert is. Når man ser på endringa i kuldemagasin over en sommersesong er det imidlertid tilstrekkelig å ha målinger ned til det dypet hvor man kan forvente at sesongvariasjonene er neglisjerbare, normalt omkring 10 m (Paterson, 1994).

Det er dette kuldemagasinet som er opphavet til dannelsen av påfrossen is og intern akkumulasjon, og det kan derfor sees på som et positivt bidrag til massebalansen på polare og subpolare breer. Også i deler av ablasjonsområdet som er blåst bare for snø, slik at det ikke vil dannes nevneverdige mengder påfrossen is, bidrar kuldemagasinet i følge Schytt (1949) til å øke massebalansen fordi det absorberer energi som ellers ville ha smeltet is. Dette resonnementet kan utvides til å også inkludere breer eller deler av breer hvor kuldemagasinet ikke er brukt opp når snøen har forsvunnet slik tilfellet i regelen er på Svalbard (Wold, 1976). Derfor kan endringa i kuldemagasinet størrelse over en sommersesong brukes som et mål på vinterkuldens påvirkning på massebalansen.

Også breer som kalles tempererte har et visst kuldemagasin når smeltinga starter, men dette er så ubetydelig at det ikke får noen signifikante konsekvenser for massebalansen (Paterson, 1994).

### **3.3 Energibalanse**

Beliggenheten til og utbredelsen av breer på jorda er en funksjon av distribusjonen av tilført energi og vann i fast form ved overflata. Der hvor jordoverflata mottar mer snø

enn det den tilførte energien kan smelte, vil det over tid dannes en bre. Motsatt vil breer ikke dannes, eller de vil forsvinne, der hvor energitilførselen er like stor eller større enn det som kreves for å smelte all snø. Denne sammenhengen mellom breers energi- og massebalanse gjør det interessant å studere og beregne energiflukser ved breoverflata.

I denne oppgaven er det snakk om å modellere energibalansen ved hjelp av meteorologiske målinger. Antagelsene og likningene som brukes for å oppnå dette er beskrevet i metodekapittelet, men det er på sin plass med noen grunnleggende momenter omkring teorien bak energibalansebetraktninger også her.

Energibalansen kan betraktes som et budsjett som gjør rede for all energi som tilføres og forlater et system. Den grunnleggende antagelsen er termodynamikkens første lov som sier at energi ikke kan oppstå eller forsvinne, bare endre form. En konsekvens av dette er at isen i en bre, når den tilføres energi fra atmosfæren, enten får høyere temperatur eller, dersom den allerede er ved smeltepunktet, endrer fase og blir til vann. Det betyr at man ved å ha oversikt over energifluksene ved overflata samt isens temperatur, kan beregne smelting. En energifluks er den raten energi tilføres en overflate med, altså energi per tid og areal. SI-enheten for energifluks er  $\text{W m}^{-2}$ .

Energien som tilføres isen kommer fra sola i form av kortbølget elektromagnetisk stråling, fra atmosfæren og objekter på jorda i form av langbølget elektromagnetisk stråling eller fra atmosfæren i form av følbare og latent varme. Motsatt sender isen fra seg energi ved at en andel av den kortbølgede strålingen reflekteres (avhengig av overflatas albedo), ved å sende ut langbølget stråling eller ved å avgi følbare og latent varme til atmosfæren.

Følbare varme overføres langs temperaturgradienter i den retningen hvor temperaturen avtar. Det vil si at en bre mottar energi i denne formen fra atmosfæren så lenge lufttemperaturen er høyere enn isens, og motsatt når lufta er kaldere enn breen. Latent varme er energi som frigjøres eller absorberes når vann (og andre stoffer) skifter fase. Vann som fryser til is frigjør  $334 \text{ kJ kg}^{-1}$ , mens samme energimengde absorberes når is smelter. Tilsvarende tall for overgangen mellom vanndamp og vann i flytende form

er  $2501 \text{ kJ kg}^{-1}$ , mens når is går direkte over til vanndamp (sublimasjon) absorberes  $2850 \text{ kJ kg}^{-1}$ .

I tillegg til at breoverflata utveksler latent og følbar varme med lufta i atmosfæren, så er nedbør en kilde til disse formene for energi. Regn og snø med høyere temperatur enn overflata tilfører følbar varme, og regn som fryser når det treffer breen frigir latent varme.

Paterson (1994) formulerer energibalanselikninga slik:

$$M + \Delta G = R + H_f - l_v E + l_s N, \quad (3-3)$$

der  $M$  er energi som går til smelting av is og snø,  $\Delta G$  er endringsraten til det underliggende kuldemagasinet,  $R$  er nettostråling,  $H_f$  er tilførselsraten av følbar varme fra lufta,  $l_v$  er isens latente fordampningsvarme,  $E$  er fordampningsraten (produktet  $l_v E$  tilsvarer den latente varmen),  $l_s$  er isens latente smeltevarme og  $N$  er nedbørsraten.

### **3.4 Numerisk modellering**

En viktig del av denne oppgaven er et forsøk på å bruke målte meteorologiske parametere til å simulere smelting. Dette gjøres ved hjelp av en numerisk modell som bruker en kombinasjon av fysiske og empiriske likninger til å relatere de nevnte målingene til energibalansen ved breoverflata, og å relatere energibalansen til smelting. En slik modell er en forenkling av en kompleks og virkelig situasjon, til et oversiktlig system som representerer og beskriver naturen på en så god måte som mulig (Paterson, 1994). At modellen beskrives som numerisk innebærer at den bruker matematikk til å beskrive og kvantifisere naturlige prosesser. I de tilfeller hvor det finnes kjente fysiske sammenhenger bruker man fysiske lover, men ofte vil likningssettet i en modell bestå av både fysiske og empiriske relasjoner. Så er også tilfellet for smeltemodellen som er brukt i denne oppgaven, og som er beskrevet i metodekapittelet.

### 3.5 Modeller for refrysing

Det finnes flere ulike modeller som forsøker å beregne kuldemagasinet påvirkning på massebalansen i form av dannelsen av påfrossen is, og som resultatet senere i denne oppgaven kan sammenliknes med. Den enkleste går ut på å sette andelen av den årlige akkumulasjonen som refryser i løpet av smeltesesongen lik en konstant ofte kalt  $P_{max}$ . Huybrechts et al. (1991), Letréguilly et al. (1991) og Reeh (1991) bruker  $P_{max}$  lik 0,6. Det vil si at ingen avrenning finner sted før smeltinga tilsvarer 60 % av akkumulasjonen.

Som nevnt i innledningen kritiserer Woodward et al. (1997) dette, og mener at å sette  $P_{max}$  til en konstant verdi er en overforenkling. Woodward et al. (1997) mener at  $P_{max}$  må være avhengig av istemperatur, og dermed også av gjennomsnittlig årlig lufttemperatur (MAAT), og bygger videre på Ward & Orvigs (1953) likninger for å lage en modell som relaterer  $P_{max}$  til MAAT. Først finner man den potensielle tykkelsen ( $X$ , målt i cm) til laget med påfrossen is:

$$X = -0,69(MAAT) + 0,0096 \quad (3-4)$$

Denne sammenhengen er en forenklet framstilling av hvor mye kuldemagasinet, representert ved MAAT, påvirker massebalansen.  $P_{max}$  finnes da som forholdet mellom  $X$  og vinterbalansen:

$$P_{max} = \frac{X}{b_w} \quad (3-5)$$

Ved å benytte sammenhengen mellom MAAT og høyde kan likning 3-4 og 3-5 brukes til å uttrykke  $P_{max}$  som en funksjon av høyde. Alternativt kan eventuelle framtidige temperaturendringers påvirkning på refrysingskomponenten av massebalansen evalueres ved at man setter inn andre verdier for MAAT.

I begge de to nevnte studiene skrives det bare om påfrossen is. Det er uklart om det er fordi de ikke skiller mellom påfrossen is nedenfor, og intern akkumulasjon i firnområdet. Det virker uansett som at de forutsetter at kuldemagasinet bidrag til massebalansen er det samme både over og under firnlinja.

Det finnes også andre og mer kompliserte modeller som forsøker å beskrive refrysingsprosessen (f. eks. Janssens & Huybrechts, 2000), men disse krever enten data som ikke er tilgjengelig her eller antagelser som vil gjøre resultatene så spekulative at sammenlikning ikke blir interessant.

## 4 Metode

Beskrivelsen av metodene som er brukt omfatter både fakta om utstyret som ble benyttet i felt, bruken av dette utstyret, samt en del av premissene for ulike typer målinger. I tillegg er de beregningene som det innsamlede datamaterialet blir brukt til, en del av metodologien.

### 4.1 Massebalanse

Massebalansen ble målt ved hjelp av den stratigrafiske metoden (Anonym, 1969; Østrem og Brugman, 1991), det vil si at man beregner massebalansen som forskjellen (i vannekvivalent) mellom to påfølgende sommeroverflater. Normalt krever den stratigrafiske metoden at det utføres målinger både før og etter smeltesesongen, men i følge Hagen & Reeh (2003) kan gode resultater også oppnås ved å bare gjøre feltarbeid på våren så lenge sommeroverflata fortsatt er lett å identifisere, noe den var på Austfonna både våren 2004 og 2005.

Akkumulasjonen er vannekvivalenten til snøen som ligger oppå forrige sommers overflate. Den blir målt ved hjelp av sonderinger og tetthetsmålinger:

$$b_w = D_{snø} \frac{\rho_{snø}}{\rho_{vann}}, \quad (4-1)$$

der  $D_{\text{snø}}$  er snødyp i meter,  $\rho_{\text{snø}}$  og  $\rho_{\text{vann}}$  er tettheten til henholdsvis snø (gjennomsnitt) og vann.

Snøens tetthet ble målt i 8 snøsjakter og 3 grunne kjerner i ulike høydeintervaller og deler av fonna i april 2004, og i tre snøsjakter i april 2005. Sjaktene ble gravd ned til forrige sommeroverflate og tetthetsprøver ble tatt på så mange dyp som nødvendig for å kunne regne ut en god gjennomsnittsverdi for hver sjakt. Tettheten ble målt ved å veie en snøprøve med kjent volum. For punkter hvor det ikke ble målt tetthet brukes gjennomsnittsverdien for hele fonna.

Overflateablasjonen måles ved hjelp av massebalansestaker som det ble plassert 19 stykker av i 2004. Høyden på disse ble målt igjen i 2005, og fordi det også måles snødyp ved staken kan endringa i stakehøyde i forhold til sommeroverflata beregnes. Der hvor denne endringa er positiv, altså at staken er høyere i 2005 enn i 2004, er det netto ablasjon, og motsatt, negativ endring betyr akkumulasjon. Størrelsen på ablasjonen kalkuleres som vannekvivalenten til snøen som lå der våren 2004, pluss endringa i stakehøyde (over sommeroverflata) multiplisert med den relative tettheten til firn dersom staken står i firnområdet, eller med tettheten til is dersom staken står under firnlinja. Et unntak er hvis det måles netto akkumulasjon på en stake under firnlinja. Da brukes tettheten til firn også her. For at ablasjonen skal bli negativ, i tråd med konvensjonen (Anonym, 1969), brukes minus i stedet for pluss:

$$b_s = -b_w - \Delta s \frac{\rho}{\rho_{\text{vann}}}, \quad (4-2)$$

der  $\Delta s$  er endring i stakehøyde relativt til sommeroverflata og  $\rho$  er tettheten til firn eller is, alt etter som hva som er aktuelt. Firnens tetthet ble målt med kjerneboring og en gjennomsnittsverdi på  $400 \text{ kg m}^{-3}$  ble brukt over det hele. Tettheten til is ble satt til  $900 \text{ kg m}^{-3}$ . Nettobalansen ved en stake ( $b_n$ ) blir (jf. likning 3-1):

$$b_n = b_w + b_s = -\Delta s \frac{\rho}{\rho_{\text{vann}}} \quad (4-3)$$

I tillegg til den spesifikke massebalansen ved hver stake, beregnes også den gjennomsnittlige spesifikke og den totale balansen for Etonbreen. Det gjøres ved å distribuere verdier for massebalansen på en terrengmodell over breen ved hjelp av en lineær modell for sammenhengen mellom massebalanse og høyde. Dette gir et grid med en verdi for massebalansen i hver celle. Gjennomsnittlig spesifikk balanse tilsvarer gjennomsnittlig celleverdi i dette griddet, mens man får total balanse ved å multiplisere denne verdien med breens areal. Hvordan den totale balansen fordeler seg i høyden kan beregnes ved hjelp av den hypsografiske kurven og den lineære sammenhengen mellom massebalanse og høyde. Breens hypsografiske kurve framstilles fra høydemodellen ved å telle antall piksler innenfor ulike høydeintervaller.

#### **4.1.1 Digital terrengmodell**

Ovennevnte terrengmodell har blitt laget på bakgrunn av digitaliserte høydekoter for hele Austfonna. Disse ble brukt som input i TOPOGRID-algoritmen (Hutchinson, 1989), sammen med staken på toppen av fonna (og av Etonbreen). Deretter er Etonbreen klipt ut fra modellen ved hjelp av kartet over Austfonnas dreneringsbassenger i Hagen et al. (1993) og Dowdeswell & Drewry (1985). Denne klippinga er gjort ved å tegne omrisset av Etonbassenget så nøyaktig som mulig i GIS-programvaren ArcMap.

## **4.2 Automatiske værstasjoner**

I april 2004 ble det montert to automatiske værstasjoner (AWS) på Etonbreen, den ene, heretter kalt AWS1 ved stake Eton2 i 341 meters høyde, og den andre (AWS2) ved stake Eton4, 508 m.o.h. AWS1 er montert på en triopode som står oppå breoverflata slik at den vil senkes ned sammen med overflata etter hvert som denne smelter om sommeren, noe som gjør at alle sensorene som er montert på den hele tiden har samme høyde i forhold til breoverflata. Fordi hele stasjonen står løst på oppe på breen, er den utstyrt med tiltsensorer som måler endring i tripodens helning. På



denne tripoden er det montert sensorer for lufttemperatur og -fuktighet, vindretning og -hastighet, samt et pyranometer som måler kortbølget (0,3-3  $\mu\text{m}$ ) og et pyrgeometer som måler langbølget (5-42  $\mu\text{m}$ ) inn- og utgående stråling. En temperatursensor måler også pyrgeometerets interntemperatur. I tillegg er det montert en ultrasonisk avstandsmåler (ULS) på en stake boret ned i isen ved siden av tripoden. Denne sender ut en ultralydpuls og måler tiden det tar før den får en returpuls fra breoverflata, noe som gir et mål på avstanden mellom sensoren og overflata. Endring i denne avstanden skyldes at overflata senkes på grunn av smelting eller at overflata heves når det snør. Det ble også koblet en streng med 8 termistorer til AWS1. Denne strengen ble senket ned i et 10 m dypt hull boret i breen, slik at nederste termistor befant seg 10 m under snøoverflata og 9,2 m ned i is, og den øverste befant seg akkurat i snøoverflata. Avstanden mellom hver termistor var 1,0 m mellom de fem øverste og deretter 2,0 m til de neste tre.

Data fra de ulike meteorologiske sensorene, ULSen og fra termistorene blir lagret på en Campbell CR10X datalogger hver time, bortsett fra de tre dypestliggende termistorene som det bare lagres data fra en gang i døgnet. Fra termistorene er det øyeblikksverdier som lagres, mens det fra de andre sensorene lagres gjennomsnitt av et antall målinger foretatt den foregående timen. Verdiene som lagres fra vind-, temperatur- og fuktighetssensorene samt ULSen er i de enhetene som er relevante, det vil si at temperatur er i  $^{\circ}\text{C}$ , vindhastighet i  $\text{m s}^{-1}$ , relativ fuktighet i prosent og avstand i cm, men fra termistorene er det den målte resistans som lagres og fra strålingssensorene lagres det verdier i mV. Disse regnes om til henholdsvis grader celsius og  $\text{W m}^{-2}$ . Målingene av langbølget stråling må i tillegg korrigeres for den strålinga som sensoren selv sender ut. Dette gjøres ved å anta at pyrgeometerets langbølgede utstrålingseffekt  $L_p$  kan beskrives ved hjelp av Stefan-Boltzmanns lov:

$$L_p = \sigma T_p^4, \quad (4-4)$$

der  $\sigma$  er Stefan-Boltzmanns konstant og  $T_p$  er pyrgeometerets temperatur.  $L_p$  trekkes fra alle de omregnede strålingsmålingene.

Sammenhengen mellom resistans,  $r$  og termistortemperatur,  $T_t$  (i Kelvin) er gitt ved Steinhart & Hart-likninga (Steinhart & Hart, 1968):

$$\frac{1}{T_t} = a + b(\ln r) + c(\ln r)^3, \quad (4-5)$$

der  $a$ ,  $b$  og  $c$  er konstanter som er unike for hver termistor. Disse må bestemmes ved målinger av resistans ved tre ulike temperaturer, med andre ord ved å kjenne tre punkter langs kurven til likning 4-5. Konstantene til de 8 termistorene ble bestemt ved hjelp av en kalibrering foretatt av leverandøren av termistorkabelen (ITAS-Ås) og informasjon fra produsenten av termistorene (Yellow Spring Instruments), slik at alle målingene kunne transformeres til °C.

AWS2 består av sensorer som måler lufttemperatur, vindretning og -hastighet, luftfuktighet og avstand til breoverflata. Alle disse sensorene er montert på en stake boret ned i isen. Data fra AWS2 lagres på en Aanderaa Data Storing Unit hver time. Fra ULSen lagres målte avstander i cm, men fra de andre sensorene får man verdier i intervallet  $[0,1023]$ . Disse må transformeres til fysiske enheter ved hjelp av kalibreringskonstanter som produsenten av sensorene har bestemt ved hjelp av målinger. Ved AWS2 ble det plassert seks minidataloggere for temperatur i et 10 m dypt borehull i isen for måling av istemperatur.

I tillegg til de to værstasjonene ble lufttemperatur målt ved hjelp av minidataloggere montert på toppen av den øverste staken på Etonbreen samt på toppen av fonna. Disse loggerne er utstyrt med en ekstern temperatursensor som ble puttet inn i en skjerm og tapet fast til toppen av stakene hvor de målte og lagret data hver annen time.

Nøyaktigheten til de ulike størrelsene som ble målt ved de to værstasjonene og på stakene er oppgitt i tabell 4-1, der det også framgår hvilke produsenter som har levert de forskjellige sensorene. De oppgitte nøyaktighetene er hentet fra de tekniske notatene som leveres med sensorene og fra produsentenes hjemmesider.

Størrelse	Nøyaktighet	Sensorprodusent	Stasjon
Lufttemperatur	$\pm 0,2$ °C	Vaisala	AWS1
Luftfuktighet	$\pm 2$ % RH	Vaisala	
Vindhastighet	$\pm 0,3$ ms <sup>-1</sup>	Young	
Langbølget stråling	$\pm 10$ % av døgnsum	Kipp&Zonen	
Kortbølget stråling	$\pm 10$ % av døgnsum	Kipp&Zonen	
Istemperatur	$\pm 0,1$ °C	YSI	
Avstand til breoverflata	$\pm 1$ cm / $\pm 0,4$ %	Campbell	AWS2
Lufttemperatur	$\pm 0,09$ °C	Aanderaa	
Luftfuktighet	$\pm 2$ % RH	Aanderaa	
Vindhastighet	$\pm 2$ % / $\pm 0,2$ ms <sup>-1</sup>	Aanderaa	
Avstand til breoverflata	$\pm 1$ %	Aanderaa	
Istemperatur	$\pm 0,1$ °C	UTL	
Lufttemperatur	$0,4$ °C*	Tinytag	ETON5 & TOPP

**Tabell 4-1. Oversikt over nøyaktigheten til de ulike målingene ved AWS1&2. Opplysningene er hentet fra brukermanualene levert av produsentene av de ulike sensorene, og fra produsentenes nettsider. Der det er oppgitt to ulike verdier for nøyaktigheten er det den som til en hver tid er størst som gjelder. \*(Tinytag oppgir ingen nøyaktighet, men en oppløsning på  $0,4$  °C).**

### 4.3 Indirekte metoder for å estimere smelting

#### 4.3.1 Energibalansemodellering

De målte meteorologiske parameterne nevnt i kapittel 4.2 har blitt brukt til å modellere smelting ved stake E2 og E4. Fordi de meteorologiske målingene blir gjort hver time, opererer modellen med tidssteg (epoker) av samme varighet, det vil si den beregner total smelting i løpet av hver time. Modellen som er brukt er inspirert av Oerlemans (2000) og skal skisseres i det følgende. Den er basert på likning 3-3, men tar ikke hensyn til varmekraften fra overflata og ned i isen. Dette fordi målet er å modellere smeltinga slik den ville ha vært dersom breens kuldemagasin hadde vært lik null.

Breoverflata tilføres energi ved kortbølget stråling fra sola, langbølget stråling fra omgivelsene inkludert atmosfæren, konveksjon og kondensasjon (se kapittel 3.1.2 og 3.3). Det er disse energifluksene man prøver å beregne i en energibalansemodell.

Strålingsfluksene er relativt enkle å håndtere så lenge man aksepterer at de verdiene som pyranometeret og pyrgeometeret måler er representative for det som skjer ved breoverflata. Nettostrålingsfluksen  $R$  blir summen av de fire målte komponentene:

$$R = K_{inn} + K_{ut} + L_{inn} + L_{ut}, \quad (4-6)$$

der  $K$  og  $L$  er henholdsvis kort- og langbølget stråling, og subskriptene antyder hvorvidt strålinga er innkommende eller utgående. Fluksen blir definert som positiv inn mot og negativ ut fra breen.

Konveksjon og kondensasjon, eller følbare og latent varme, må beregnes ved hjelp av målt lufttemperatur og -fuktighet samt vindhastighet. Disse to komponentene av energibalansen kalles gjerne turbulente flukser på grunn av deres avhengighet av at vinden blander luftlaget over breen. Uten turbulens vil lufttemperaturen like over breen stabilisere seg på isens/snøens overflatetemperatur og ingen utveksling av følbare varme vil finne sted. På samme måte er den latente varmefluksen avhengig av at lufta like over isen/snøen skiftes ut. Beregning av de turbulente fluksene forutsetter egentlig at man kjenner lufttemperaturen og -fuktigheten akkurat ved overflata. Siden disse parameterne måles 2m over overflata må man ta i bruk modeller. Sammenhengen mellom henholdsvis latent ( $H_l$ ) og følbare varme ( $H_f$ ) og de målte meteorologiske parameterne kan beskrives ved:

$$H_l = 0,622 \rho_l l_v C_h V_{2m} \left( \frac{e_{2m} - e_s}{p} \right) \quad (4-7)$$

$$H_f = \rho_l c_l C_h V_{2m} (T_{2m} - T_s), \quad (4-8)$$

der  $\rho_l$  er luftas tetthet,  $l_v$  er latent fordampningsvarme,  $C_h$  er den turbulente varmeutvekslingskoeffisienten (se nedenfor),  $V_{2m}$ ,  $e_{2m}$  og  $T_{2m}$  er henholdsvis vindhastighet, vanndampstrykk og lufttemperatur 2m over overflata,  $e_s$  og  $T_s$  er henholdsvis vanndampstrykk og lufttemperatur ved overflata,  $p$  er lufttrykk og  $c_l$  er den spesifikke varmekapasiteten til tørr luft. Da lufttrykk ikke ble målt benyttes i

stedet en konstant verdi tilsvarende det gjennomsnittlige lufttrykket på værstasjonenes respektive høyder over havet, i tråd med Oerlemans (2000).  $e_s$  kan beregnes ut fra antagelsen om at lufta er mettet med vanndamp ved overflata. Vanndampstrykket blir da bare en funksjon av overflatetemperaturen som for øvrig settes til null når lufttemperaturen er positiv (smeltende overflate), og som settes lik lufttemperatur når denne er negativ. Vanndampstrykket i 2 meters høyde  $e_{2m}$  kan beregnes ved hjelp av metningstrykket i samme høyde ( $e_{m2m}$  som er en funksjon av temperatur) og målte verdier for relativ fuktighet  $F$ :

$$e_{2m} = \frac{F}{100} e_{m2m} \quad (4-9)$$

I tråd med Liestøl (2000) anses mengden energi tilført fra nedbør i det følgende for å være neglisjerbar. Den siste termen på høyre side i likning 3-3 forsvinner da og den totale energifluksen  $M$  blir:

$$M = R + H_l + H_f \quad (4-10)$$

Denne modellen tar altså ikke hensyn til endringa i breens kuldemagasin, det behandles separat senere i oppgaven. Den andre termen på venstre side i likning 3-3 er derfor ikke med i likning 4-10. Å ignorere kuldemagasinet er det samme som å si at temperaturen i overflata er ved smeltepunktet. Da vil all tilført energi smelte is og snø i henhold til:

$$S = \frac{M}{l_s} \quad (4-11)$$

$S$  er modellert smelterate og  $l_s$  er latent smeltevarme. Benevninga til  $S$  er  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , altså massen til den smeltede isen/snøen per flate- og tidsenhet. Denne størrelsen vil være numerisk lik smelteraten målt i m.m. vannekvivalent ( $\text{mm s}^{-1}$ ). De meteorologiske målingene som lagres hver hele time er gjennomsnittsverdier for de siste 60 minuttene før lagringstidspunktet. Derfor multipliseres smelteraten i hvert

tidssteg i modellen med 3600 (antall sekunder i en time) for å få totalsmelting i tidssteget.

Den turbulente varmeutvekslingskoeffisienten  $C_h$  i likning 4-7 og 4-8 er strengt tatt en fysisk parameter som bestemmes av overflatas ruhet, men da det ikke foreligger noen målinger av dette er  $C_h$  valgt slik at modellen klarer å reprodusere smeltinga innenfor en periode hvor denne er kjent og hvor den er så jevn som mulig. På denne måten blir  $C_h$  en fri parameter som brukes til å optimalisere modellen i tråd med Oerlemans (2000) og Greuell & Genthon (2004). Det er likevel valgt en litt annen tilnærming her enn i Oerlemans (2000), der  $C_h$  tilpasses slik at total modellert smelting tilsvarer total observert smelting. I denne oppgaven er målet å modellere smeltinga slik den ville ha vært hvis ingen energi gikk med til å varme opp kuldemagasinet. Derfor må  $C_h$  velges slik at modellen tilpasses observert smelting i en periode hvor det er grunn til å tro at kuldemagasinet reduksjon av smeltinga er liten. Dette gjøres ved å se på den målte endringa i avstand mellom ULS-sensoren og breoverflata over noen dager etter at snøen er smeltet bort. I denne perioden skyldes avstandsendinga smelting av ren is. Hvis vi forutsetter at denne har tetthet lik  $900 \text{ kg m}^{-3}$  så kan avstandsendinga per tidssteg regnes om til smelting. Ved å kombinere likningene 4-7, 4-8, 4-10 og 4-11 og løse med hensyn på  $C_h$ , får man et uttrykk for  $C_h$  som funksjon av målt smelting og meteorologiske parametere samt de ulike konstantene. Dette gir en verdi for  $C_h$  for hvert tidssteg i perioden, og det er gjennomsnittet av disse verdiene som brukes til å modellere smeltinga gjennom hele sommersesongen. Perioden som ble brukt til å regne ut  $C_h$  var 15 dager rett etter at den siste snøen forsvant i månedsskiftet juli-august, da smeltinga i følge ULS-målingene (figur 5-8) var relativt jevn. Det er med andre ord 360 sett med målinger (24 i døgnet i 15 døgn) som inngår i beregninga av  $C_h$ .

Smeltmodellen er programmert i Visual Basic fra Microsoft og kjørt i Excel. Vedlegg II er en utskrift fra Visual Basic som viser hvordan modellen er implementert. Output fra modellen er gjennomsnittlige energiflukser og smelting for hver epoke (time). Den totale smeltinga over en gitt periode blir summen av smeltinga i hver av epokene i perioden. I de epoker hvor den totale energifluksen er negativ blir

smeltinga satt lik null. Det betyr at modellen ikke opererer med negativ smelting (refrysing).

Modellen tar altså heller ikke hensyn til at en del av den tilførte energien går til å varme opp kuldemagasinet. Den kan derfor sies å modellere smeltinga slik den ville vært hvis breen ikke hadde hatt et kuldemagasin. Differansen mellom modellert og observert smelting kan da brukes som et mål på refrysingens bidrag til massebalansen, en framgangsmåte som støttes av Denby et al. (2002). Denne differansen bør stå i forhold til hvor mye kuldemagasinet endres i løpet av modellperioden. Dette beregnes separat (se avsnitt 4.4), og tjener som kontroll på hvorvidt den totale energibalansen blir godt nok modellert. Det hadde selvsagt vært mulig å inkludere kuldemagasinet i modellen ved hjelp av de daglige istemperaturmålingene. Dermed kunne breoverflata i modellen ha utvekslet varme med den underliggende isen i tillegg til at den utsettes for stråling og turbulente energiflukser fra atmosfæren. Dette ville gitt grunnlag for å studere utviklinga gjennom sommeren i forholdet mellom energibalansen, kuldemagasinet og smeltinga. For å forenkle programmeringa av modellen ble løsningen i stedet å beregne endringa av kuldemagasinet separat.

#### **4.3.2 Smelting beregnet med ULS-data**

I og med at det kan komme nedbør i form av snø på Austfonna hele året, er det ikke bra nok å sammenlikne den modellerte smeltinga med sommerbalansen fra stakemålingene. Disse gir nemlig bare netto sommerbalanse, mens det her også er av interesse å få med den snøen som falt etter at staken ble målt om våren, og som smeltet i løpet av den perioden som energibalansemodellen kjøres over. I tillegg gir stakemåling ingen mulighet for å studere hvordan smelteraten varierer i løpet av sommeren. Begge disse problemene kan løses ved å bruke data fra den ultrasoniske avstandsmåleren og følgende resonnement:

Avstanden mellom breoverflata og ULS-sensoren endrer seg når det kommer ny snø på overflata under sensoren, fordi det snør eller fordi snø transporteres dit med vinden, og når snø blåser bort, når snøpakka komprimeres eller når overflata smelter.

Så lenge det ligger snø på overflata er det med andre ord ikke uten videre mulig å tolke en økning i målt avstand som smelting. Det kan like gjerne skyldes at snøpakka synker sammen (får økt tetthet) eller at vinden fjerner snø under sensoren, men fordi snøens dybde og tetthet på det tidspunktet målingene ble startet er kjent, er det mulig å finne ut når all snøen forsvinner og hvor mye som da har smeltet. Dette forutsetter en antagelse om at vindens erosjon av snø er neglisjerbar i måleperioden, noe som ikke er urimelig fordi snøen setter seg når smeltinga starter. Det forutsetter også at man tilskriver den nysnøen som kommer, og som måles ved at avstanden mellom ULS-sensoren og overflate avtar, en tetthet. Mengden nysnø som kommer i løpet av måleperioden kan beregnes som summen av alle negative avstandsendringer. Når differansen mellom en måling og den foregående er negativ betyr det at avstanden har avtatt i tiden mellom de to målingene. Dette tolkes som et snøfall av tykkelse tilsvarende denne differansen (multiplisert med -1). Når den totale endringa i avstand tilsvarende det opprinnelige snødypet, tolkes videre avstandsøkninger som smelting av is. Den totale smeltinga ( $S_m$  målt i meter vannekvivalent) som kan utledes av den totale avstandsendringa, ( $\Delta D$ ), det opprinnelige snødypet ( $D_{snø}$ ) og summen av alle negative endringer i perioden blir da:

$$S_m = (\Delta D - D_{snø}) \frac{\rho_{is}}{\rho_{vann}} + D_{snø} \frac{\rho_{snø}}{\rho_{vann}} - \left( \sum_{i=1}^n k_i \right) \frac{\rho_{nysnø}}{\rho_{vann}}, \quad (4-12)$$

der  $\rho_{snø}$  er den gjennomsnittlige tettheten til vintersnøen,  $\rho_{is}$  er tettheten til is og  $\rho_{nysnø}$  er den tettheten som tilskrives snøen som faller i måleperioden.  $k_i = (\min(\Delta d_i, 0))$  er avstandsendringa ( $\Delta d$ ) som ble målt på den i-te dagen dersom denne er negativ og null hvis denne er positiv.  $n$  er antall dager i måleperioden. Dette resonnementet er delvis hentet fra Oerlemans (2000) og er her forsøkt uttrykt som en likning.

Likning 4-12 kan bare gi fornuftige verdier for smeltinga etter at vintersnøen er borte fordi denne snøen vil få en annen tetthet når smeltinga begynner. Mens det fortsatt ligger igjen snø kan man derfor ikke vite hvor mye som er smeltet, men når avstandsendringa tilsvarende  $D_{snø}$  vet man at smeltinga tilsvarende vannekvivalenten til vintersnøen pluss den nysnøen som har falt (og smeltet igjen) så langt i måleperioden. Med vintersnø menes i denne sammenhengen den snøen som lå der da målingene



startet. Til forskjell fra ved stakemåling vil altså sommerakkumulasjonen bli gjort rede for ved denne metoden. En ny verdi for total smelting blir kalkulert hver dag etter at snøen har forsvunnet slik at man får utledet den kumulative smeltekurven. Til denne utregninga er det brukt døgnmidler av ULS-målingene slik at ikke små negative endringer i målt avstand, som skyldes støy i signalet, skal feiltolkes som små snøfall. Avstandsmålingene er korrigert for at lydens hastighet varierer med temperatur.

#### **4.4 Endring av kuldemagasinet**

Som nevnt i avsnittet om temperaturforhold i breer (3.2) er det de negative temperaturene i de øvre meterne av isen som gjør at en del av smeltevannet refryser om våren og sommeren. Dette kuldemagasinet (definert på side 16) mottar altså den latente varmen som frigis av vannet når det refryser, noe som fører til at kuldemagasinet blir mindre utover i smeltesesongen. Om vinteren øker det igjen på grunn av de vedvarende negative lufttemperaturene. Data fra termistorstrengen ved AWS1 gjør det mulig å overvåke endringene i kuldemagasinet. Disse endringene bør stå i forhold til den mengden refrysing som er beregnet ved hjelp av energibalansemodellen og ULS-målingene. Beregning av kuldemagasinet på ulike tidspunkt kan dermed tjene som kontroll på den modellerte refrysinga. Likning 3-2 kan sammen med målte istemperaturer, brukes til å beregne kuldemagasinet. Isens tetthet forutsettes ikke å variere med  $z$ , men å være konstant lik  $900 \text{ kg m}^{-3}$ . Den kan da trekkes utenfor integralet:

$$Q = c_{is} \rho_{is} \int_0^{z_0} \Delta T_{is}(z) dz \quad (4-13)$$

Integralet kan finnes ved å plotte temperaturmålingene i et diagram med dyp på x-aksen og temperatur på y-aksen (figur 5-15), og for eksempel å tilpasse et tredje ordens polynom til datapunktene. Dette gir en funksjon som beskriver temperatursvariasjon i dypet ved hjelp av konstanter  $a$ ,  $b$ ,  $c$  og  $d$ :

$$\Delta T_{is}(z) = az^3 + bz^2 + cz + d \quad (4-14)$$

Denne funksjonen kan integreres numerisk og vi har et uttrykk for Q:

$$Q = c_{is} \rho_{is} \left( \frac{az_0^4}{4} + \frac{bz_0^3}{3} + \frac{cz_0^2}{2} + dz_0 \right), \quad (4-15)$$

der  $z_0$  er dypet til den nederste termistoren. Hvis  $Q_1$  er kuldemagasinet på begynnelsen og  $Q_2$  på slutten av smeltesesongen, er differansen  $Q_2 - Q_1$  et uttrykk for den energimengden som isen har blitt tilført i løpet av sommeren. Dersom vi i første omgang forutsetter at den tilførte energien er latent varme som er frigitt av at smeltevann refryser på overflata, og som transporteres ned i isen ved konduksjon, kan mengden vann som refryser ( $P$ , målt i  $\text{kg m}^{-2}$ ) beregnes slik (modifisert fra Wold, 1976):

$$P = \frac{Q_2 - Q_1}{l_s}, \quad (4-16)$$

der  $l_s$  er vannets latente smeltevarme. Likning 4-16 er bare riktig hvis isen ikke avgir varme til atmosfæren og ikke mottar energi i form av stråling i løpet av den aktuelle perioden. Så lenge det ligger snø deles kuldemagasinet i to deler som beregnes separat, en med tettheten til is og en med tettheten til den snøen som lå der når målingene startet, og som ble målt under feltarbeidet.

Fujita et al. (1996) kaller den mengden refrysing som man kan beregne med likning 4-16 "potensielt refrosset vann" fordi dette er den maksimale mengden påfrossen is som kan dannes av et kuldemagasin av en gitt størrelse. Dersom det ikke er tilgang på nok vann er det dette som vil begrense dannelsen av påfrossen is. Wold (1976) mener at det på Svalbard er tilgangen på smeltevann, og ikke størrelsen på kuldemagasinet som er minimumsfaktor for dannelsen av påfrossen is. Ikke desto mindre skal sammenlikninga mellom endringa i kuldemagasinet og energibalansen ved overflata (avsnitt 6.3.2) vise at likning 4-16 gir en god beskrivelse av kuldemagasinet

påvirkning på massebalansen i tråd med Schytt (1949). P blir da ikke et mål på mengden refrosset vann, men på reduksjonen i smeltinga som følge av isens kuldemagasin.

## **4.5 Kjerneboringer**

Boring av kjerner gir muligheter for detaljstudier av breens beskaffenhet. Særlig i klimastudier er kjerneboring i kald is som ikke er forstyrret av overflatesmelting, en sentral metode (f. eks. EPICA community members, 2004; Thompson et al., 1995). Det vil i slike sammenhenger som oftest være snakk om relativt dype kjerner ( $10^2$ - $10^3$  m). I denne oppgaven er det imidlertid snakk om en enklere anvendelse av kjerneboring, nemlig å finne tykkelsen til eventuelle lag av påfrossen is. Til dette ble det boret flere grunne (under 5 m) kjerner under firnlinja.

Ved ganske enkelt å se på grunne kjerner boret under firnlinja er det ofte mulig å identifisere tidligere sommeroverflater, slik Mayo (1991) krever for å slå fast dannelsen av påfrossen is, fordi disse vil markeres av sedimenter som samles på den smeltende overflata om sommeren. Dersom det har blitt dannet ny påfrossen is oppå en slik sommeroverflate vil den vises som et mørkt/skittent bånd i ellers renere is (König et al., 2002). Måling av tettheten og tykkelsen til islaget mellom to slike overflater kan gi et tall på den årlige akkumulasjonen av påfrossen is. En slik måling vil være sårbar for eventuelle mellomliggende sommeroverflater som ikke lar seg identifisere fordi de ikke markeres av noe sedimentlag, og for at et års påfrossen is kan bli utsatt for smelting under påfølgende varmere somre. I det første tilfellet vil man overestimere akkumulasjonen av påfrossen is, mens man i det andre vil underestimere den. Denne metoden har sin styrke i at den er enkel og kan utføres direkte i felt.

Det var ikke mulig å identifisere årslag i felt. Kjernene ble derfor brakt til Norsk Polarinstitutt's kuldelaboratorium i Tromsø hvor de ble nøyere undersøkt med tanke på å finne sommeroverflater. De ble lagt på et lysbord med digitalkamera for

fotografering. En serie bilder med en viss overlapp tas langs hver kjerne og settes sammen i et bildebehandlingsprogram til ett langt bilde som viser hele kjernen. Pikselverdiene i et vindu langs kjernen brukes som et mål på isens evne til å slippe gjennom lys. Fordi is dannet under ulike temperaturer vil ha ulik struktur kan det i teorien være mulig å identifisere årslag ved hjelp av denne metoden.

I tillegg til de nevnte kjernene ble det våren 2004 boret en på 16,5 m fra firnområdet. Ved å bore en tilsvarende våren 2005 og å studere tetthetsendringer i dypet, var håpet å finne et tall for den interne akkumulasjonen. Dette ble det imidlertid ikke noe av da været forhindret boring i 2005.

## 5 Data og resultater

I dette kapitlet presenteres datagrunnlaget for oppgaven sammen med resultatene av de beregningene som er utført, og som er beskrevet i metodekapitlet. Der det gjøres antakelser utover de som er gjort rede for i teori- og metodekapitlene, blir dette presisert.

### 5.1 Massebalanse

Resultatene fra stakemålingene er vist i tabell 5-1. På grunn av dårlig vær ble ingen av stakene på Bråsvellbreen målt i 2005. Sommer- og nettobalansen samt vinterbalansen 04/05 er dermed ukjent her. Det samme gjelder ved stakene Ost3 og Cry4 som ikke ble gjenfunnet i 2005. De har sannsynligvis blitt bøydd under vekten av rim slik at de befant seg under snøoverflata. Balansen oppgis i meter vannekvivalent. Sommerbalansen nedenfor firnlinja er beregnet ut fra antakelsen om at isens gjennomsnittlige tetthet er  $900 \text{ kg m}^{-3}$  (Pinglot et al., 2001).

Stakenes posisjon er målt med differensiel GPS og de oppgitte koordinatene er i UTM-sone 33. Høydene er ortometriske, det vil si de er referert til havnivå. De ellipsoidiske høydene fra GPS-målingene er transformert til ortometriske ved å bruke en konstant geoidehøyde. Forskjellen mellom ellipsoidisk og ortometrisk høyde på Austfonna ligger i intervallet 24-28 m (NGA, 2005). For enkelhets skyld er det her

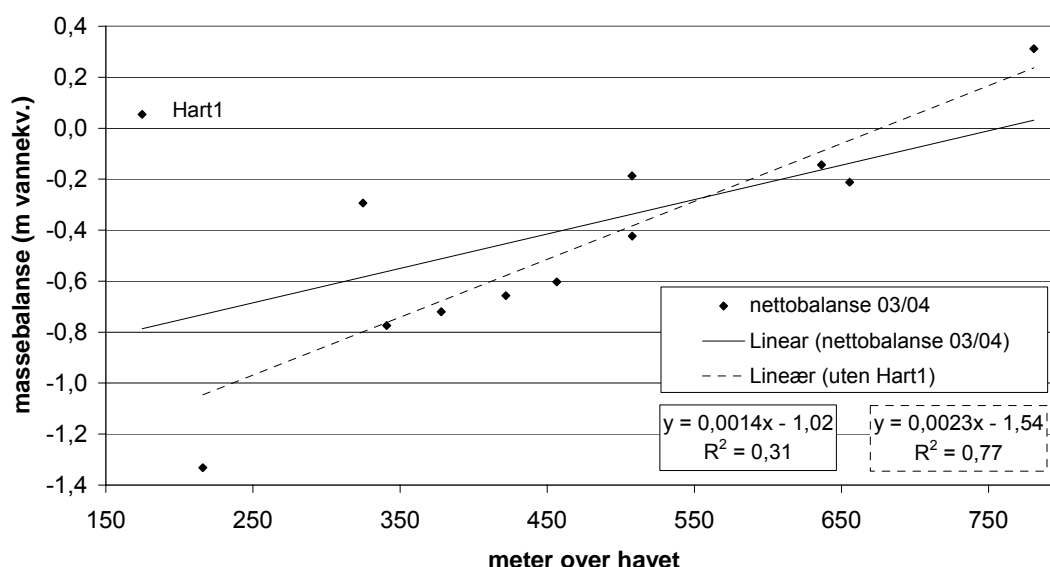
brukt en geiodehøyde lik 26 m over det hele, fordi denne verdien ligger midt i det aktuelle intervallet, og fordi den samsvarer godt med det en global geoidmodell (NGA, 2005) gir som resultat på toppen av fonna. Nøyaktigheten på stakeposisjonene er omkring 0,05 m, men når det gjelder høydene så kommer feilen introdusert av å bruke konstant geiodehøyde i tillegg, slik at høydennyaktigheten er omkring 2,0 m, noe som er godt nok i denne sammenhengen.

Stake	N	E	H	b <sub>w</sub> 03/04	b <sub>s</sub> 04	b <sub>n</sub> 03/04	b <sub>w</sub> 04/05
TOPP	8876557	676768	781	0,40	-0,09	0,31	0,50
BRAS1	8823236	675854	230	0,29			
BRAS2	8833298	676427	327	0,45			
BRAS3	8843445	677006	579	0,58			
BRAS4	8855219	677638	611	0,42			
BRAS5	8865257	678186	677	0,44			
CRY4	8851210	694357	442	0,45			
ETON1	8858826	642797	216	0,10	-1,43	-1,33	0,24
ETON2	8861231	647186	341	0,30	-1,07	-0,77	0,32
ETON3	8863845	651333	422	0,31	-0,96	-0,66	0,34
ETON4	8866005	654779	508	0,32	-0,75	-0,42	0,38
ETON5	8868532	660331	636	0,32	-0,47	-0,14	0,44
HART1	8854879	711742	175	0,65	-0,59	0,05	0,61
HART2	8859452	706963	378	0,41	-1,13	-0,72	0,45
NORD1	8902881	677658	457	0,34	-0,94	-0,60	0,38
NORD2	8889466	679472	656	0,33	-0,54	-0,21	0,47
OST1	8887669	727620	325	0,61	-0,91	-0,29	0,71
OST2	8885737	717779	508	0,63	-0,81	-0,18	0,71
OST3	8884229	709864	635	0,58			

**Tabell 5-1 Massebalansedata fra Austfonna balanseåret 03/04 og vinteren 04/05. Nord- og østkoordinatene er i UTM-33 (WGS84). Massebalansen har benevningsmetriker vannekvivalent. AWS1 og AWS2 har samme posisjon som henholdsvis Eton2 og Eton4.**

Stakene er organisert i profiler (fig. 2-1) mer eller mindre parallelt med isbevegelsesretningen, med stigende nummer oppstrøms. Staken på toppen står i nærheten av is skillet mellom Bråsvellbreen, Etonbreen, A15 og A16 (jf. figur 2-4 og tabell 2-1), mens Bras-profilen til dels står på øvre del av A3 og til dels Bråsvellbreen. Cry4 står sentralt i A3, Eton-stakene står i et profil langs grensa mellom Etonbreen og A16, Hart1 og 2 er plassert i A4, Nord1 og 2 på Duvebreen. Ostprofilen går fra is skillet mellom A6, A7 og A10 og ned A7.

Som det framgår av tabell 5-1 er det bare staken på toppen samt Hart1 som har positiv nettobalanse. For Hart1 sin del er dette overraskende, i og med at den er blant de lavestliggende stakene i datasettet. Særlig oppsiktsvekkende er det fordi Hart2 (~200 m høyere) har klart negativ balanse. Ingen av stakemålingene tyder på at påfrossen is dannet sommeren 2004 har overlevd smeltesesongen, i og med at alle stakenes høyde over sommeroverflata har økt i løpet av måleperioden. Vinterbalansen er større i balanseåret 04/05 enn i 03/04 ved samtlige staker bortsett fra Hart1.

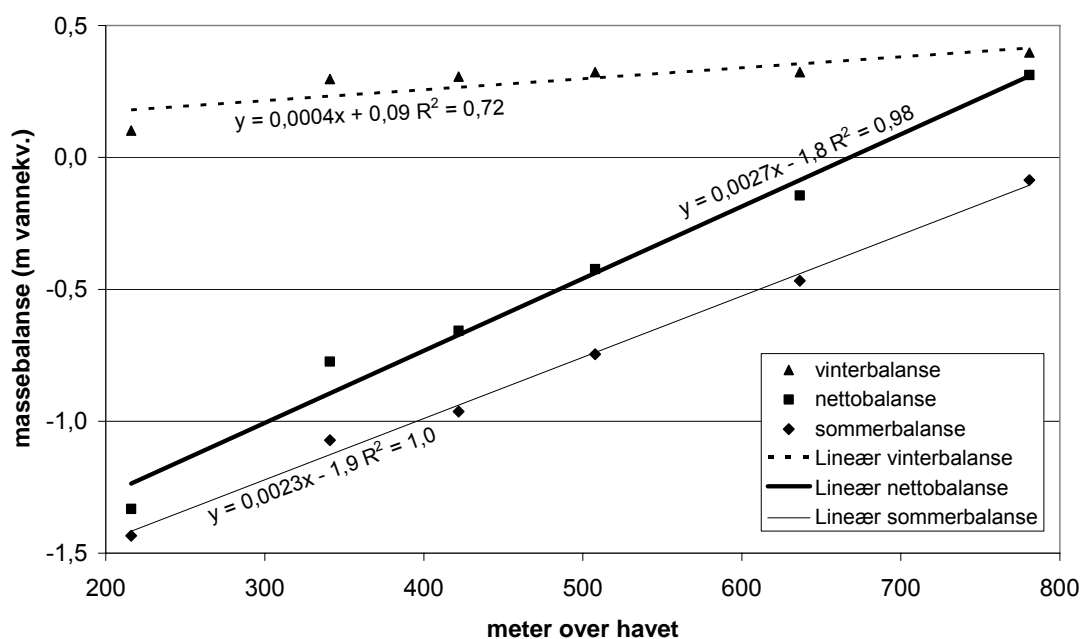


**Figur 5-1. Nettobalanse for balanseåret 03/04 plottet mot høyde over havet.**

Figur 5-1 viser den spesifikke nettobalansen som en funksjon av høyden. Som forventet ut fra figur 2-3 er det dårlig lineær korrelasjon ( $R^2=0,31$ ) mellom høyde og nettobalanse hvis man ser på alle stakene. Korrelasjonen blir betydelig bedre ( $R^2=0,77$ ) dersom man ser bort fra datapunktet som representerer staken Hart1.

På grunn av Austfonnas størrelse er energibalansemodellen med data fra Etonbreen (avsnitt 5.2) ikke nødvendigvis representativ for hele fonna, og det er derfor grunn til å se ekstra nøye på massebalansen til Etonbreen. Figur 5-2 viser spesifikk vinter-sommer- og nettobalanse plottet mot høyde for de fem stakene på Etonbreen samt staken på toppen av fonna. Variasjonen i alle tre balansetermene beskrives godt av lineære modeller med høyde over havet som forklaringsvariabel. Ikke uventet er det

sommerbalansen som korrelerer best med høyde. Dette skyldes smeltingas sammenheng med lufttemperatur som igjen avtar med høyde. Vinterbalansen 04/05 er ikke vist på figuren, men den lar seg også beskrive av en lineær modell ( $R^2=0,99$ ) der stigningstallet blir det samme som i 03/04, men med et konstantledd på 0,15. Vinternedbørsgradienten på Etonbreen er med andre ord like stor begge årene og tilsvarer en økning på 40 mm/100 m.

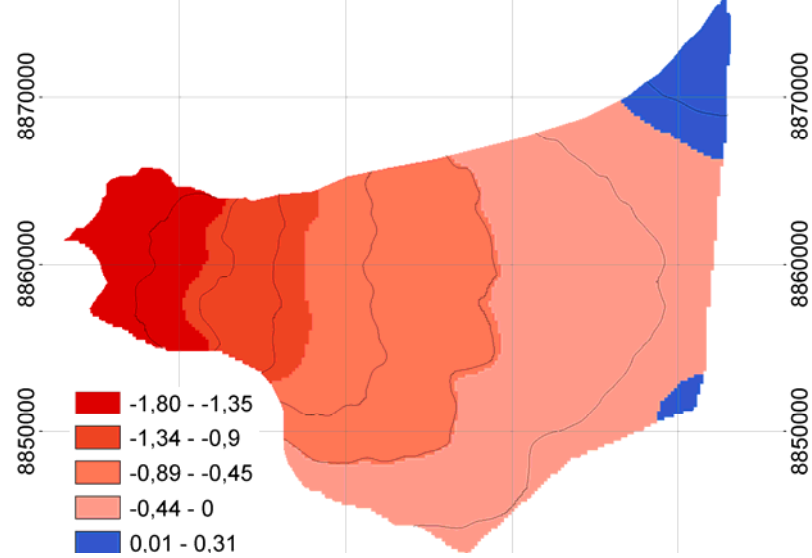
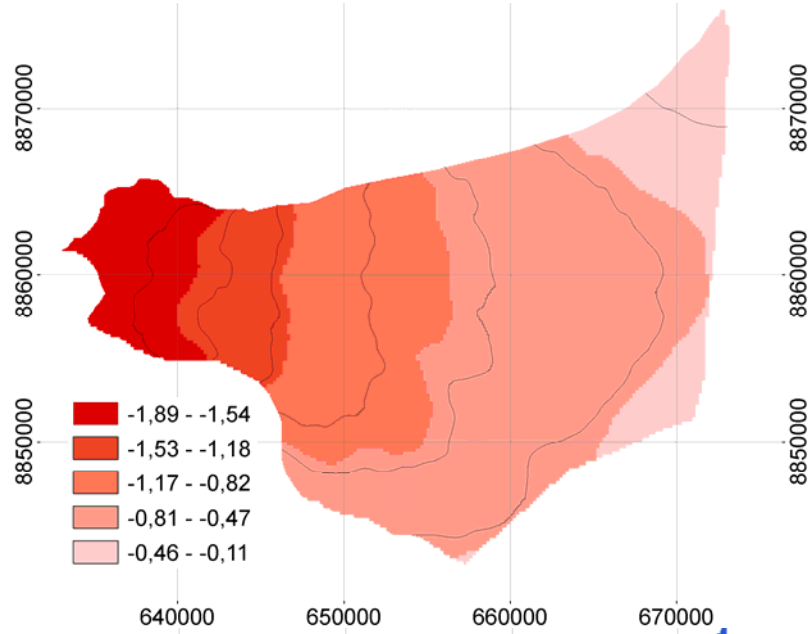
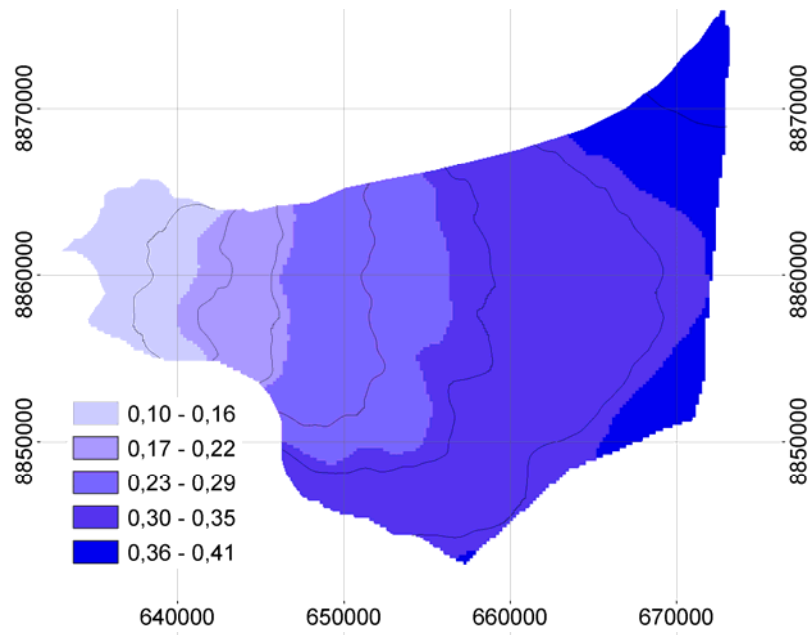


**Figur 5-2. Spesifikk vinter-, sommer- og nettobalanse plottet mot høyde over havet for stakene Eton1-5 og Topp.**

Likningene til regresjonslinjene i figur 5-2 brukes til å distribuere vinter-, sommer- og nettobalansen over en terrengmodell av Etonbreen. Resultatet er vist i figur 5-3 der de tre massebalansegriddene er klassifisert til fem klasser. Den romlig oppløsninga er 200 m. I følge den lineære modellen for spesifikk nettobalanse er likevektslinjas høyde omtrent 670 meter over havet.

**Figur 5-3 (neste side).** Vinter- (øverst), sommer- (midten) og nettobalanse (nederst) på Etonbreen balanseåret 03/04. Griddene er delt inn i fem klasser. Gjennomsnittsverdiene i de tre griddene (før klassifisering) tilsvarer gjennomsnittlig spesifikk vinter-, sommer- og nettobalanse. De er henholdsvis 0,3, -0,8 og -0,5 m. Koordinatsystemet er UTM-33, ekvidistansen 100 meter og målestokken omtrent 1:450 000. Likevektslinja går mellom det røde og det blå området (nederst).





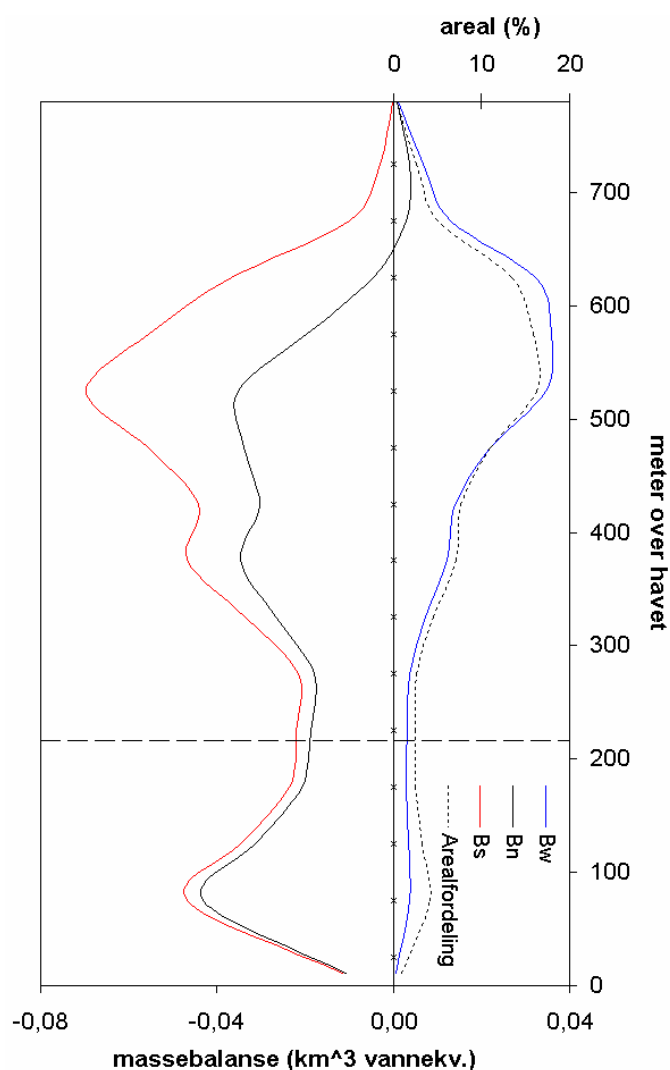
Tabell 5-2 oppsummerer den gjennomsnittlige spesifikk og den totale massebalansen. Som nevnt i avsnitt 3.1.1 tar disse beregningene av massebalansen ikke hensyn til intern akkumulasjon. Den reelle sommer- og nettobalansen er derfor sannsynligvis litt større enn tabell 5-2 viser. Likedan ligger den egentlige likevektslinja antakelig lavere enn 670 m.o.h.

Gjennomsnittlig masse- balanse for Etonbreen 03/04			
	vinter	sommer	netto
m	0,3	-0,8	-0,5
km <sup>3</sup>	0,2	-0,6	-0,4

Tabell 5-2. Gjennomsnittlig massebalanse for Etonbreen balanseåret 03/04. Øvre rad angir gjennomsnittlig spesifikk balanse og nedre angir total balanse (begge i vannekv.).

Figur 5-4 viser hvordan breens areal og den totale massebalansen fordeler seg på høyden. Kurvene er laget ved å beregne verdier for høydeintervaller på 50 meter. Grensene mellom disse intervallene er markert på figuren. Massebalansekurvene er ekstrapolert forbi stake Eton1 (stipla linje) og til bunn av breen.

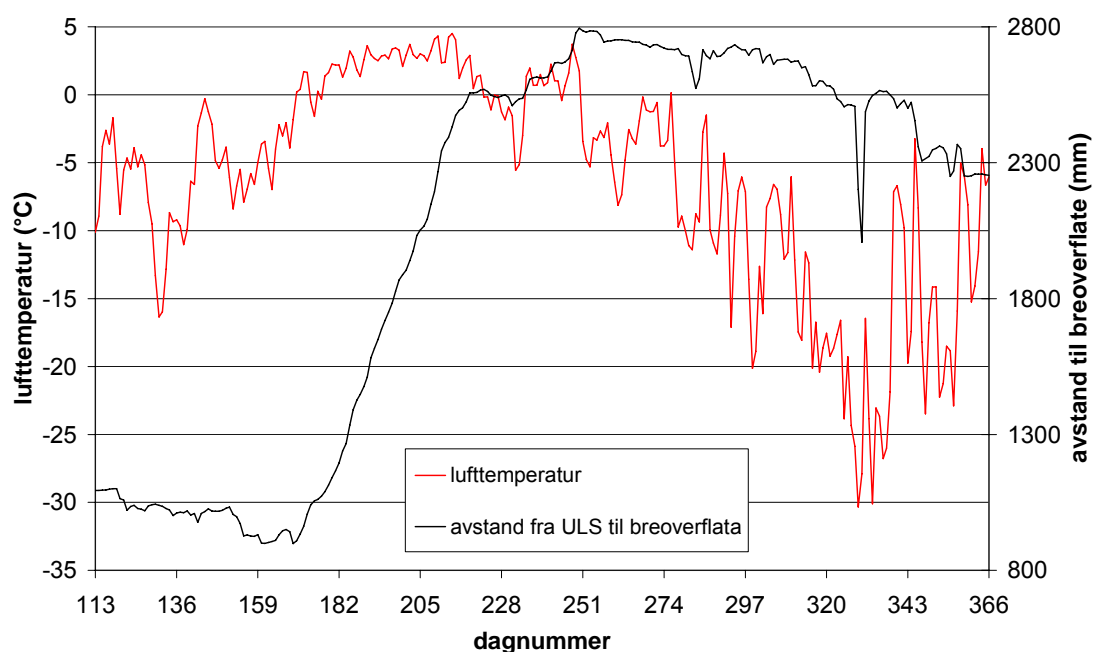
Figur 5-4. Total massebalanse og hypsografi for Etonbreen. Grensene mellom høydeintervallene som er brukt i beregninga er markert med punkter langs den vertikale linja. Den stipla linja angir høyden til den nederste staken (Eton1).



## 5.2 Meteorologiske data og energibalansemodell

### 5.2.1 AWS1

AWS1 var i drift fra 22. april 2004 til 23. februar 2005. Da sluttet den helt å lagre data på grunn av for lav driftspenning. Også før dette, fra omtrent 5. januar, er det mindre hull i datasettet, sannsynligvis fordi batterispenningen midlertidig har blitt for lav ved lav temperatur. Energibalansemodellen ble imidlertid bare kjørt over perioden fra 22. april til 6. september. Derfor er det i hovedsak data fra denne perioden som presenteres her. Grunnen til at modellen bare ble kjørt fram til 6. september er at smeltesesongen i følge temperatur- og ULS-data da var over (figur 5-5). En test av modellen for de første fem dagene etter denne perioden bekrefter også dette ved at den ikke resulterer i modellert smelting.



**Figur 5-5. Lufttemperatur og ULS-målinger fra AWS1 for perioden 22. april til 31. desember 2004. Verdiene langs x-aksen er nummeret på dagen (1. januar = 1). Avstanden mellom sensoren og breen er på sitt største på dag 250 (6. september). Dette tolkes som slutten av smeltesesongen, noe som støttes av at lufttemperaturen fra og med dag 251 er negativ.**

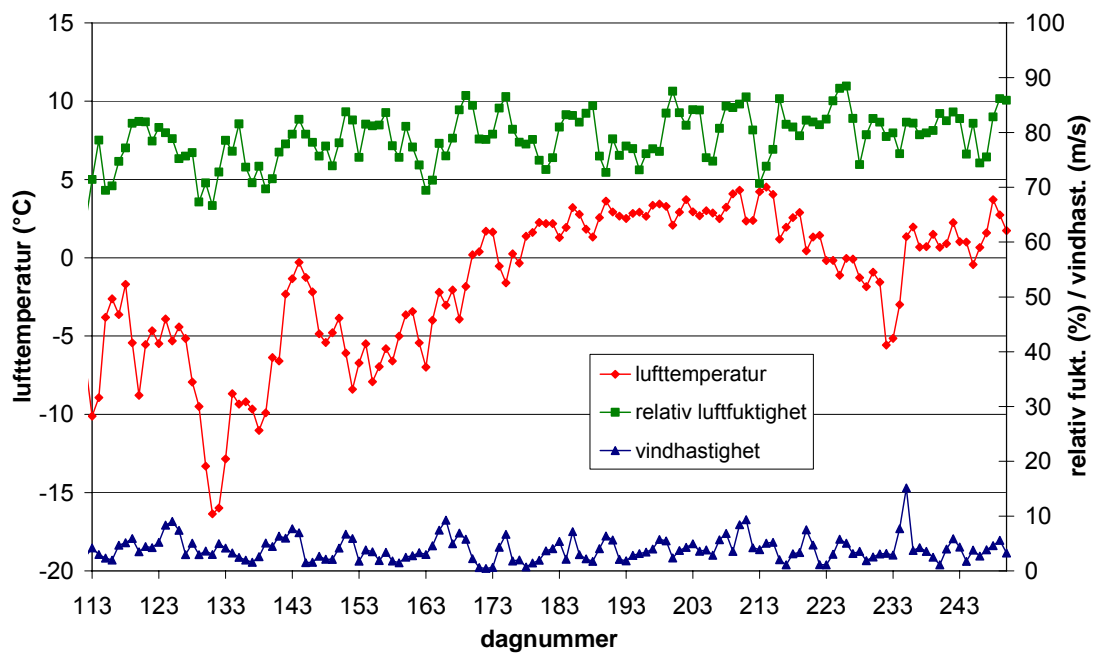
De meteorologiske variablene som inngår i energibalansemodellen er vist på figur 5-6 og 5-7. Figur 5-6 viser luftas temperatur og relative fuktighet samt vindhastighet. Det er på grunnlag av timesverdier av disse variablene at de turbulente varmekstraksjoner beregnes, mens figuren viser døgnmidler.

Figur 5-7 viser strålingsflukser målt ved AWS1. Også her er det døgnmidler som er vist. En av de mest slående trekkene ved denne figuren er hvordan inngående kort- og langbølget stråling er i motfase. På dager hvor det er målt en høy gjennomsnittlig verdi for den kortbølgete er den langbølgete lav, og omvendt. Dette skyldes at kortbølget stråling fra sola slipper gjennom på klare dager, mens de i større grad reflekteres og absorberes av atmosfæren når det er overskyet. Når det gjelder langbølget stråling er sammenhengen med skydekke motsatt. På klare dager kommer det relativt lite stråling fra atmosfæren, mens skyer og tåke emitterer mer stråling innenfor det lange bølgelengdeområdet (5-42  $\mu\text{m}$ ).

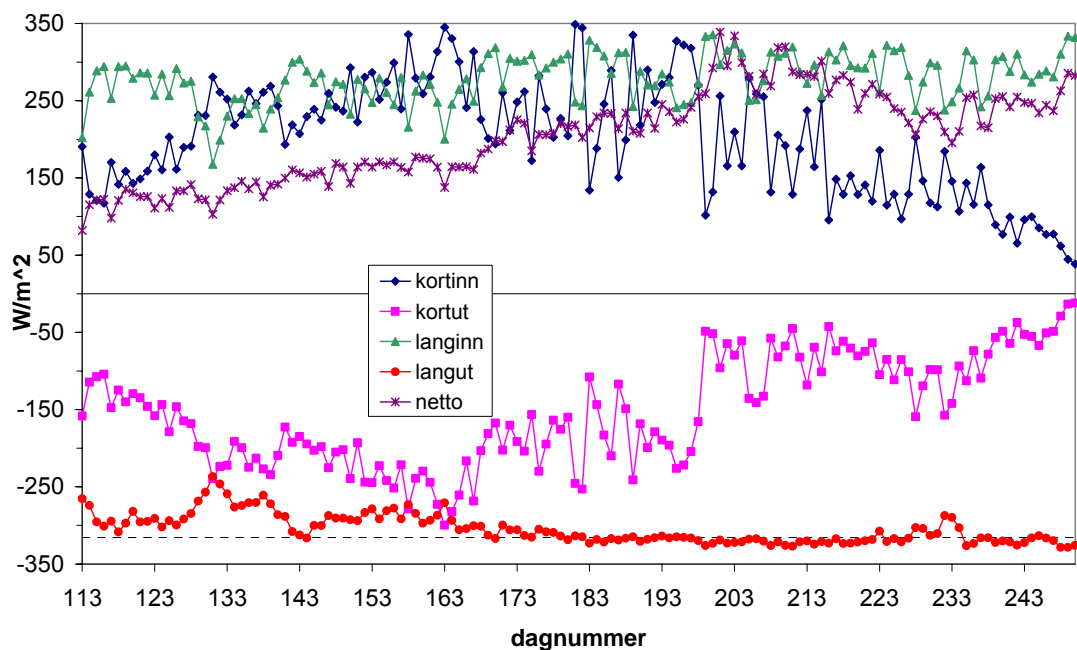
I tillegg kan man tydelig se påvirkningen som den varierende solhøyden har på kortbølget stråling. Ser man bort fra de hurtige fluktuasjonene som skyldes varierende skydekke og tåke, er både den innkommende og den utgående (reflekterte) sterkest rundt sommersolverv (dag 173). Mot slutten av perioden går begge disse markert ned fordi polardagen da er over (dag 241).

Den nederste grafen i figur 5-7 viser utgående langbølget stråling fra breen. Denne er så godt som alltid større i absoluttverdi enn den innkommende slik at det langbølgete energibudsjettet er negativt. I den perioden hvor energibalansemodellen gir smelting ligger den målte utgående langbølgete strålinga tett opp til den verdien som Stefan-Boltzmanns lov (likning 4-4) forutsier for ei smeltende overflate (stipla linje).

Figur 5-8 viser de kumulative smeltekurvene som er resultatet av henholdsvis energibalansemodellen og å bruke ULS-data fra AWS1 i likning 4-12. Den beregnede verdien for den turbulente varmeutvekslingskoeffisienten ( $C_h$  i likning 4-7 og 4-8) er 0,0036. Kurven for ULS-data starter på dag 203 (21. juli) som er den dagen den siste vintersnøen forsvant, det vil si den dagen overflata hadde senket seg en avstand tilsvarende tykkelsen til vintersnøen. Deler av denne snøen hadde antakelig blitt til på-

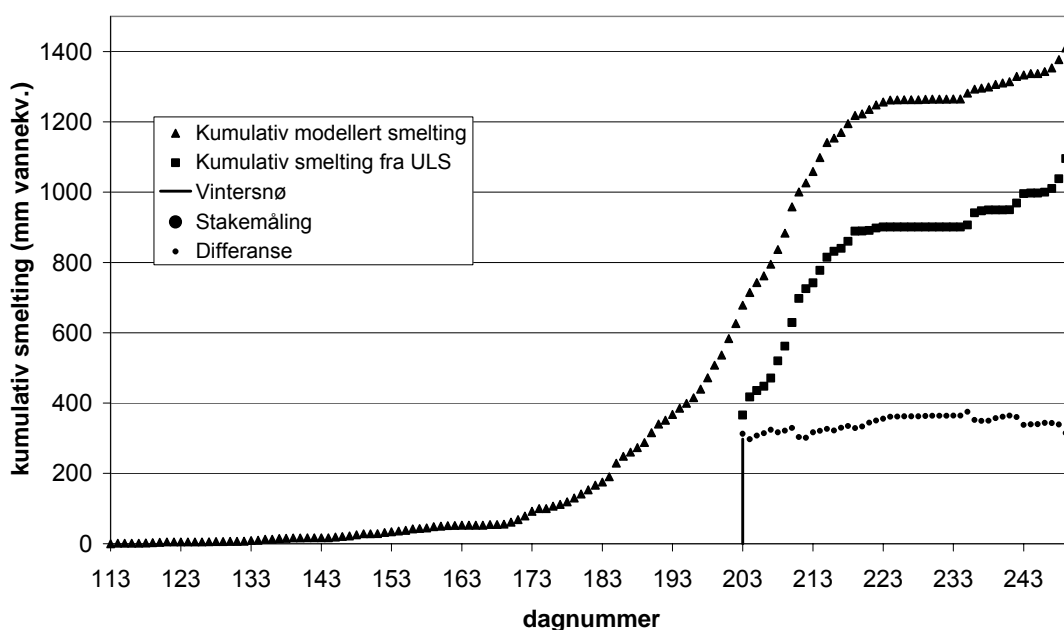


Figur 5-6. Døgnmidler av lufttemperatur, relativ luftfuktighet og vindhastighet for perioden 22. april (dag 113) til 6. september (dag 250) 2004 ved AWS1. Venstre verdiakse er for temperatur, mens høyre er for luftfuktighet og vindhastighet.



Figur 5-7. Strålingsflukser ved AWS1. Døgnmidler for perioden 22. april (dag 113) til 6. september (dag 250) 2004. kortinn er kortbølget innkommende, kortut kortbølget utgående, langinn langbølget innkommende og langut er langbølget utgående stråling. Netto er summen av disse fire. Den stiplede linja viser verdien som den langbølgete utgående strålinga forventes å ha fra ei smeltende overflate.

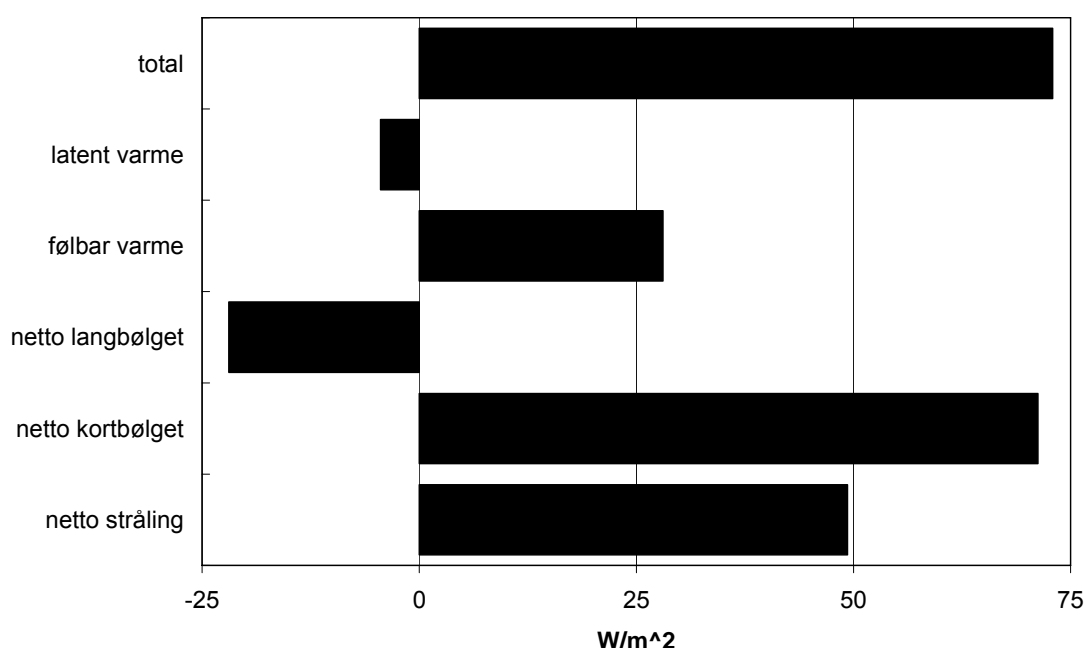
frossen is slik at det er riktigere å si at det er på dag 203 at årets påfrosne is forsvinner. Vintersnøen tilsvarer 300 mm vannekv. (vertikal strek i figuren, jf. tabell 5-1), mens smeltekurven i figur 5-8 starter på 366 mm, noe som skyldes at det har falt snø tilsvarende 40 mm vann siden målingene startet, samt at det smeltet 26 mm vannekv. is på dag 203. Snøen som faller i perioden fra dag 113 til 250 antas å ha en relativ tetthet på 0,1 (Liestøl, 2000) og utgjør da 47 mm vannekv. Sommerbalansen fra stakemålinga er også angitt i figuren og tjener som kontroll på at likning 4-12 gir et godt bilde av smeltinga. I og med at likning 4-12 også tar hensyn til sommerakkumulasjonen gir den en litt høyere verdi for smeltinga enn det stakemålinga gjør, men dersom man ser bort fra sommersnøen blir forskjellen mindre enn 10 mm vannekvivalent. Formen på de to smeltekurvene følger hverandre ganske detaljert noe som tyder på at energibalansemodellen i stor grad klarer å gjenskape forholdene ved breoverflata. Særlig interessant er det å se at begge kurvene er flate fra dag 223 til 234, det vil si at ingen av modellene produserer smelting i denne perioden.



**Figur 5-8. Smelting beregnet fra ULS-data og energibalansemodellering ved AWS1. Smeltekurven fra ULS-data begynner på dag 203, som er den dagen da vintersnøen forsvinner. Den blå streken angir vannekvivalenten til denne snøen. Den svarte trekanten viser sommerbalansen fra stakemåling (jf. Tabell 5-1). Differansen mellom de to modellerte smelteverdiene er vist dag for dag og leses av på høyre verdiakse.**

Differansen mellom de to verdiene for total smelting på dag 250 er 312 mm. Utviklinga til denne differansen er også vist i figur 5-8, og av den framgår det at størstedelen oppstår mens det fremdeles ligger snø. Dette tyder på at mesteparten av refrysinga finner sted før snøen har forsvunnet.

Energibalansemodellen produserer smelting i 55 % av perioden den er kjørt over. Gjennomsnittsverdier for de ulike energifluksene i denne delen av perioden er vist i figur 5-9. Energien til å smelte is kommer fra følbare varme (36 %) og stråling (64 %).



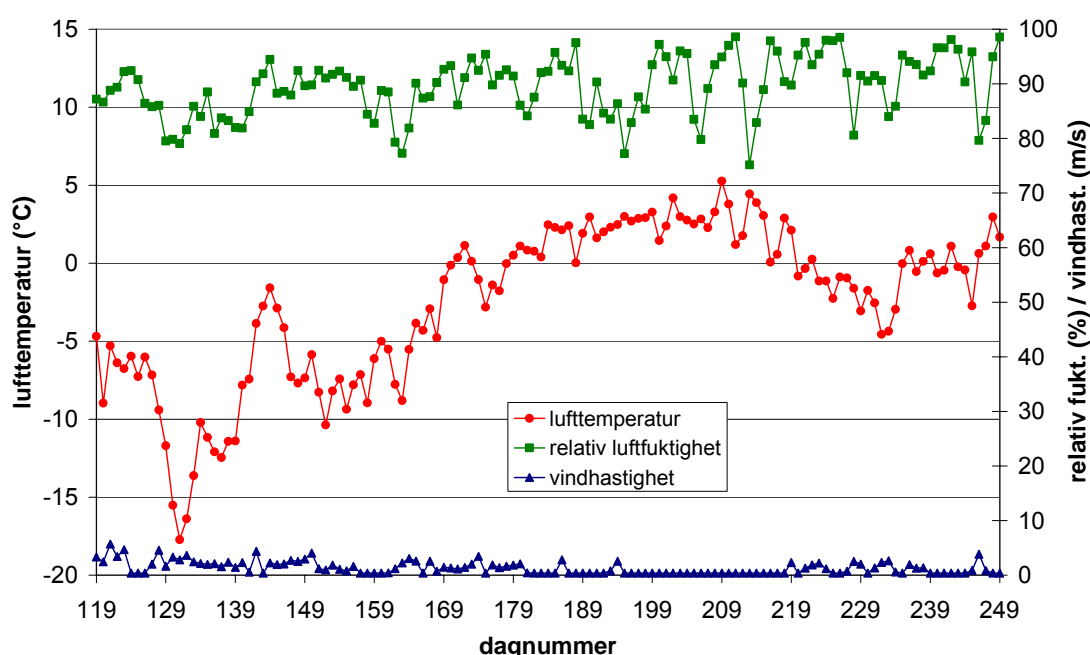
**Figur 5-9.** Gjennomsnittsverdier av de ulike komponentene i energibalansen ved AWS1 beregnet over alle epoker med smelting (55 %).

## 5.2.2 AWS2

Den andre værstasjonen ble montert 27. april 2004, og var fortsatt i drift da data ble lastet ned i april 2005. Det kan imidlertid virke som om riming av sensorene har vært et større problem på AWS2 enn på AWS1 fordi både vindhastighet og avstand til overflata er null i lengre perioder. Dersom det dannes rim vil vindsensoren kunne hindres fra å rotere og avstandsmåleren vil få reflektert signalet sitt direkte fra rimet slik at avstanden blir null. Dette skaper hull i dataserien, noe som gjør det vanskelig å

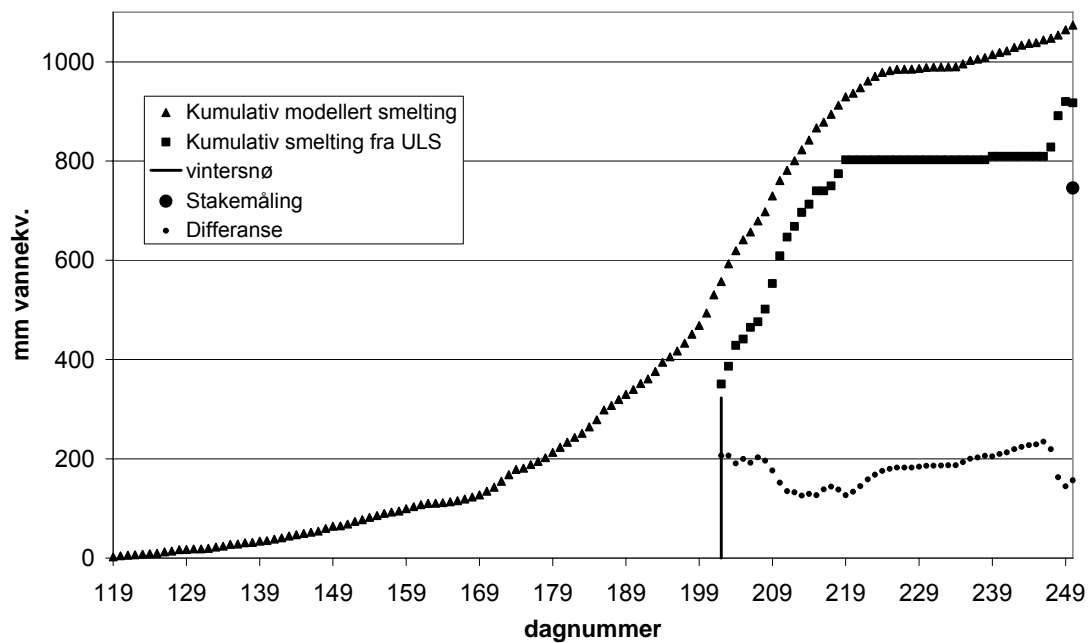
utlede smeltekurven fra ULS-data. I tillegg går det utover energibalansemodellens mulighet til å gjenskape forholdene på breen. De turbulente varmekuksene blir nemlig null i epoker der det ikke blåser. Figur 5-10 viser målingene av vindhastighet samt luftas temperatur og relative fuktighet ved AWS2. Som det framgår av figuren er det målt jevnt over høyere luftfuktighet her enn ved AWS1, noe som støtter antakelsen om at det er rimdannelse som gjør at vindsensoren står stille i lange perioder.

Da det ikke ble målt stråling ved AWS2 er energibalansemodelleringa her gjort med antakelsen om at forskjellen i stråling mellom AWS1 og 2 er ubetydelig. Det er dermed strålingsdata fra AWS1 (figur 5-7) som er brukt sammen med målingene i figur 5-10 til å modellere smeltinga ved stake Eton4 (figur 5-11). Den turbulente varmeutvekslingskoeffisienten forutsettes å være den samme ved begge værstasjoner så det er ikke gjort noe forsøk på å finne en verdi for denne med data fra AWS2. Forskjellen mellom smeltinga i energibalansemodellen og den modellert med ULS-data ved AWS2 er på slutten av sesongen 157 mm.

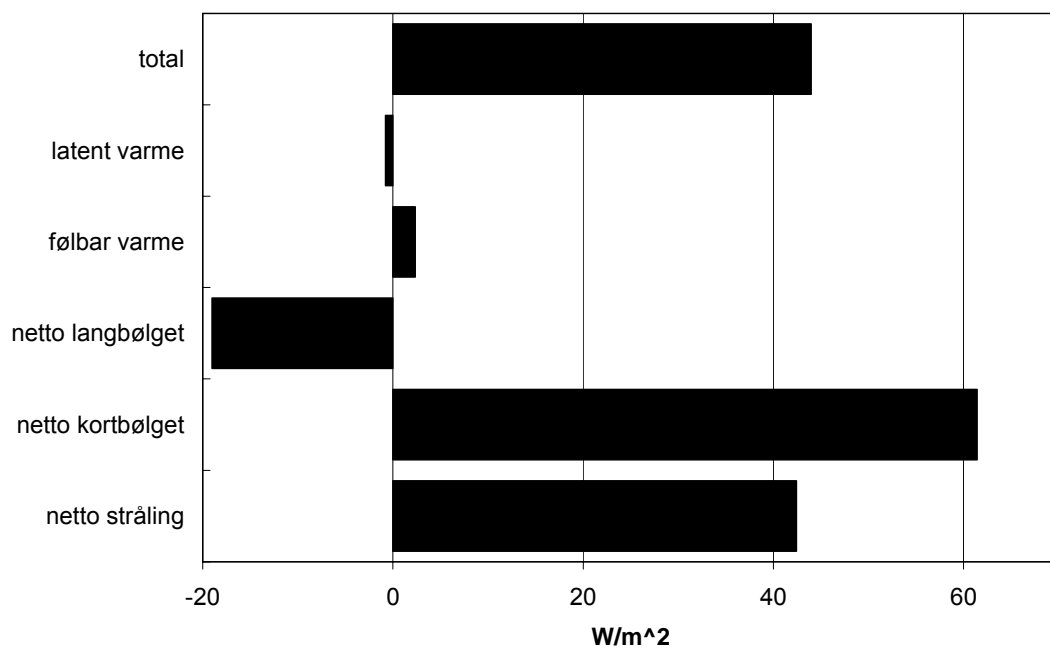


**Figur 5-10. Døgnmidler av lufttemperatur, relativ luftfuktighet og vindhastighet for perioden 28. april (dag 119) til 6. september (dag 250) 2004 ved AWS2. Venstre verdiakse er for temperatur, mens høyre er for luftfuktighet og vindhastighet.**





**Figur 5-11. Smelting beregnet fra ULS-data og energibalansemodellering ved AWS2. Smeltekurven fra ULS-data begynner på dag 202, som er den dagen da vintersnøen forviner. Den blå streken angir vannekvivalenten til denne snøen. Den svarte trekanten viser sommerbalansen fra stakemåling (jf. tabell 5-1).**



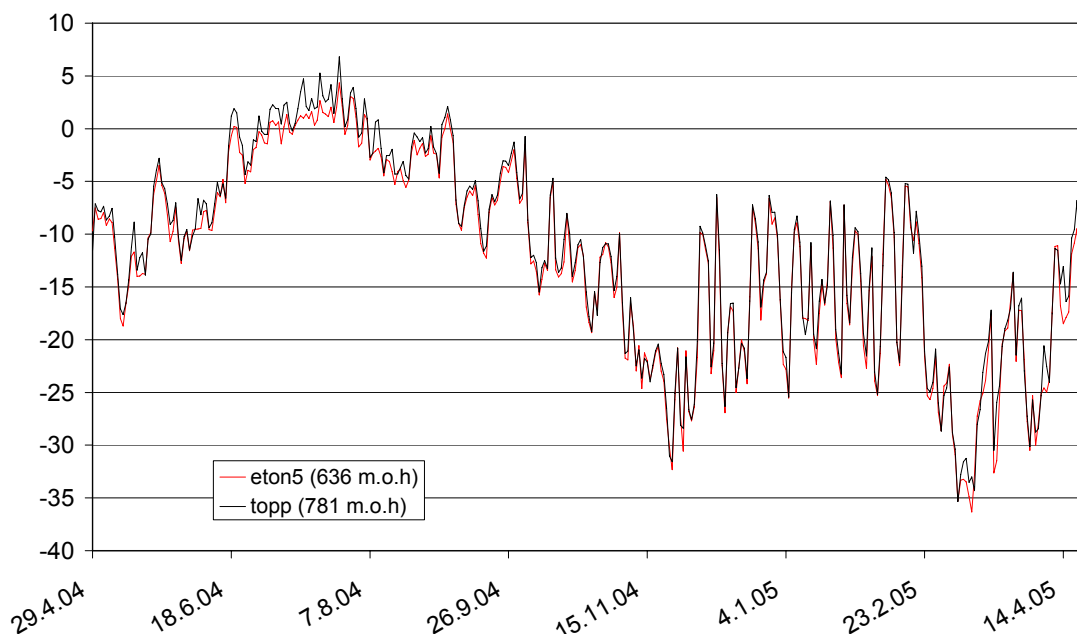
**Figur 5-12. Gjennomsnittsverdier av de ulike komponentene i energibalansen ved AWS2 beregnet over alle epoker med smelting (72 %).**

Det virker for øvrig rart at snøen, i følge ULS-data, forsvinner tidligere ved den øvre stasjonen enn ved den nedre. Fordi AWS2 ligger høyere, og fordi det i utgangspunktet ligger mer snø der, burde snøen ligge lenger, men på dag 202 blir den målte avstandsendinga mellom sensoren og overflata større enn det opprinnelige snødypet ved AWS2. Det er også bemerkelsesverdig at sommerakkumulasjonen som utledes av ULS-data ved AWS2 ikke bli mer enn 24 mm, mens den ved AWS1 er 47 mm. Noe av grunnen til at målingene ved den øvre stasjonen ikke klarer å fange opp all nysnøen er at den ultrasoniske sensoren, som nevnt over, måler null avstand i en periode fra dag 154 til 169. Nysnø som faller i denne perioden vil ikke bli beregnet riktig med likning 4-12. Ved AWS1 er det målt 14 mm nysnø i denne perioden.

På samme måte som ved AWS1 er det beregnet hvor store de ulike modellerte termene i energibalansen ved AWS2 er (figur 5-12). Her resulterer modellen i smelting i hele 72 % av perioden den er kjørt over. Strålingsenergi står for 95 % og følbare varme for bare 5 % av denne smeltinga.

### 5.2.3 Luftas temperaturgradient

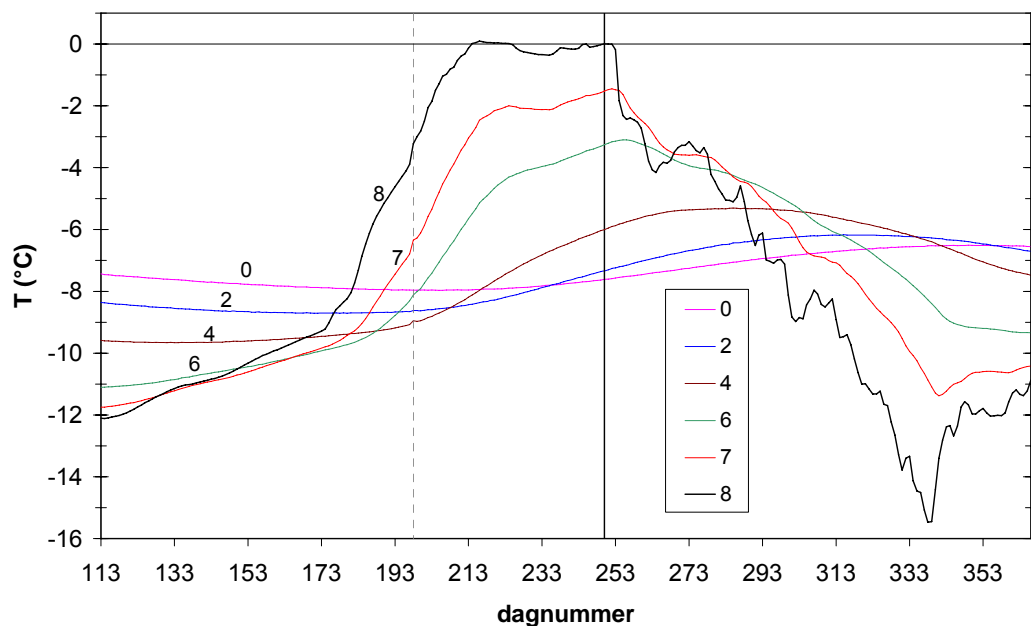
I tillegg til de to værstasjonene ble lufttemperatur også målt hver annen time ved hjelp av minidataloggere montert på stakene Topp og Eton5. Døgnmidler av disse målingene fra slutten av april 2004 til midten av april 2005 er plottet i figur 5-13. Det er i 87 % av tilfellene kaldere ved Eton5 enn på toppen av fonna. Gjennomsnittstemperaturen ved Eton5 for perioden er  $-12,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , mens den på toppen er  $-11,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Særlig om sommeren er det en tydelig temperaturinversjon i følge målingene. I gjennomsnitt er det 0,6 grader kaldere ved Eton5. Det er uklart hvorvidt dette er reelt eller om det skyldes en systematisk feil ved en av eller begge minidataloggerne. Fra Eton5 og nedover ser det derimot ut til å være et mer normalt forhold mellom lufttemperatur og høyde. Derfor beregnes temperaturgradienten bare på grunnlag av data fra de to værstasjonene og Eton5. En lineær modell tilpasses til hvert sett med døgnverdier og temperaturgradienten antas å være lik gjennomsnittet av stigningstallene i disse modellene. Resultatet blir en gjennomsnittlig døgnlig gradient på  $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  (gjennomsnittlig  $R^2=0,88$ ). Dette er en høy verdi med tanke på at den tørre adiabatisk gradienten er på  $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ .



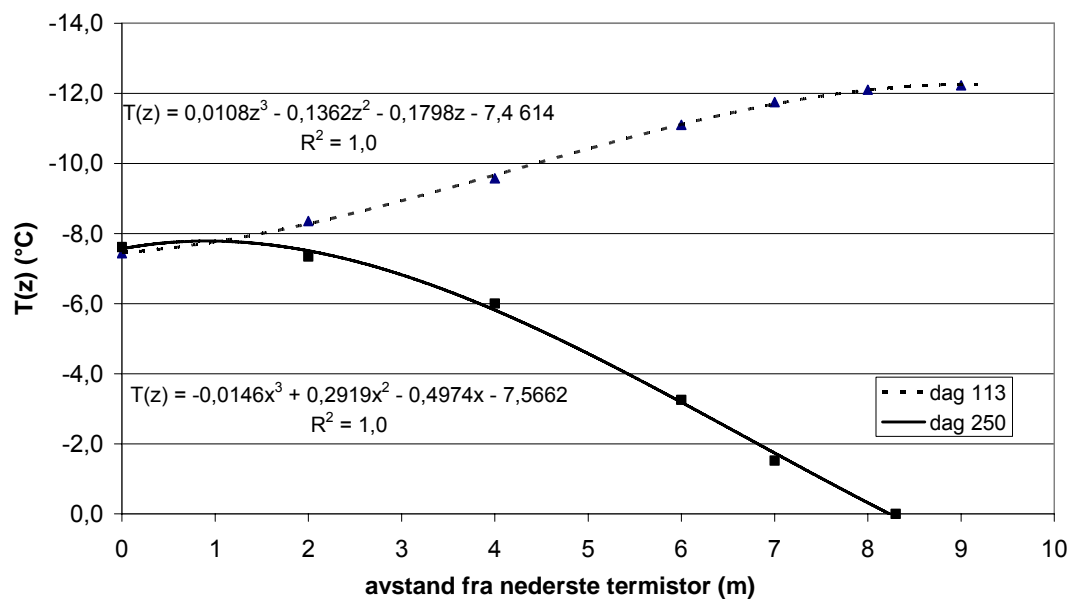
**Figur 5-13. Lufttemperatur målt med temperatursensor montert på massebalanse staker på toppen av Austfonna og på øverste stake på Etonbreen.**

### 5.3 Kuldemagasin

Ved AWS1 ble breens temperatur målt i åtte forskjellige dyp, fra ti meter under til akkurat i det som var snøoverflata 22. april. Figur 5-14 viser utviklinga av istemperaturen målt ved seks av termistorene. De to øverste er utelatt fra figuren fordi de smeltet ut og målte lufttemperatur en stor del av perioden. Den tredje øverste, kalt 8 på figuren fordi den befinner seg åtte meter fra bunnen av termistorstrengen, befant seg cirka 0,3 meter under isoverflata på slutten av smeltesesongen. Temperaturen ved denne termistoren begynner å synke raskt omtrent 3 dager etter at smeltesesongen er over (vertikal heltrukken linje i figuren). Denne forsinkelsen skyldes trolig latent varme som frigis fra smeltevann som refryser i tillegg til at varmen i isen bruker litt tid på å ledes opp til overflata. Også før dette vises smeltevannets påvirkning på kurvene. Den lille ujevnheten på kurven til termistor 4, 6, 7 og 8 rundt dag 198 (stipla linje) viser at vann har funnet veien ned i borehullet som termistorkabelen befinner seg i. Der har det frigitt varme når det har fryst i kontakt med kald is, noe som har ført til en midlertidig heving av temperaturen.



Figur 5-14. Utviklinga av temperaturen i isen ved AWS1 fra 22. april 2004 og ut året ved 6 (0-8) forskjellige dyp målt oppover fra nederste termistor. Denne befant seg 10,0 meter under snøoverflata og 9,2 m ned i is på dag 113, og 8,3 meter ned i isen på dag 250 (vertikal heltrukken linje). Små ujevnheter på kurvene som den ved dag 198 (stipla linje) antas å skyldes at smelte vann renner ned langs termistorkabelen.



Figur 5-15. Istemperatur som funksjon av avstand (z) fra nederste termistor for dag 113 (22. april) og 250 (6. september). Kurvene er tredje ordens funksjoner tilpasset datapunktene. Kuldemagasinet er arealet under kurvene multiplisert med isens tetthet og spesifikke varmekapasitet. Kurven for dag 113 er ekstrapolert opp til isoverflata. Vintersnøens kuldemagasin (ikke vist på figuren) kommer da i tillegg. På dag 250 brukes temperaturmålingene fra de 5 nederste termistorene og det antas at overflata er på smeltepunktet.

Figur 5-15 viser istemperatur som en funksjon av avstand fra nederste termistor for dag 113 og 250. Grunnen til at bare de fem nederste termistorene er plottet for dag 250 er at de øvrige på det tidspunktet, i følge ULS-målingene, har smeltet ut. Det er dermed bare disse fem, samt antagelsen om at temperaturen i overflata er 0 °C, som brukes til å beregne kuldemagasinet på slutten av smeltesesongen. For å unngå komplikasjonene som oppstår i og med at breoverflata senker seg i løpet av sommeren brukes nederste termistor som nullnivå slik at kuldemagasinet beregnes oppover. Koeffisientene som beskriver de to temperaturprofilene er visst i figuren. Disse settes inn i likning 4-15 slik at størrelsen på kuldemagasinet ved de to tidspunktene kan beregnes. For dag 113 kommer snøens kuldemagasin i tillegg. Dette kan kvantifiseres ved å bruke snødyp samt snøens gjennomsnittlige tetthet og temperatur. Disse størrelsene ble målt dagen før. Resultatet av dette regnestykket blir at kuldemagasinet ved AWS1 har blitt tilført  $102,5 \text{ MJ m}^{-2}$  i løpet av den aktuelle perioden. I følge likning 4-16 tilsvarer det refrysing av  $307 \text{ kg m}^{-2}$  (eller mm) vann. Av dette utgjør bidraget fra snøens kuldemagasin 22 mm. Som det framgår av figur 5-15 er kuldemagasinet fortsatt betydelig ved slutten av smeltesesongen.

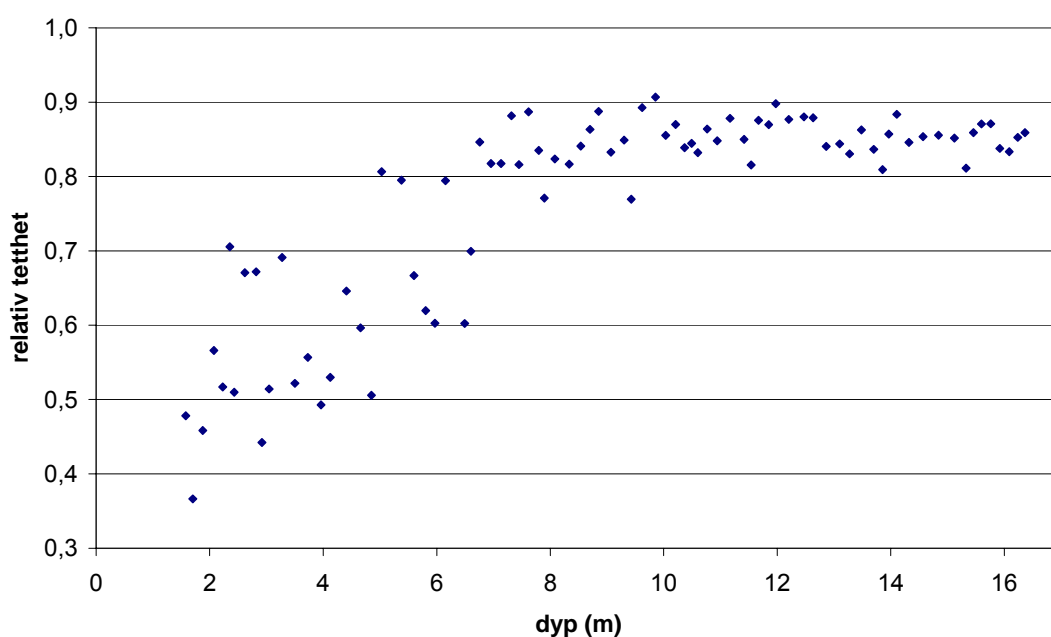
I og med at istemperaturen ikke har blitt målt så dypt som Paterson (1994) krever, tas et lite forbehold når det gjelder beregninga over. Kuldemagasinet bør beregnes på grunnlag av endring i istemperatur ned til det dypet hvor den årlige temperatursvingninga er neglisjerbar. Som det framgår av figur 5-14 er dette ikke tilfellet, selv for den nederste termistoren. Den er likevel såpass liten at det er grunn til å tro at feilen som mangelen på dypere målinger innfører, er liten.

Minitemperaturloggerne som ble satt ut ved AWS2 i 2004 viste seg å være vanskelige å smelte ut i 2005. Dessuten var de feilprogrammerte slik at de tre som ble gjenfunnet ikke inneholdt data. Det foreligger derfor ikke noen målinger av istemperatur ved AWS2.

## 5.4 Kjerner

Tidligere sommeroverflater under den for sommeren 2003 ble ikke identifisert i noen av kjernene, verken i felt eller ved hjelp av gjennomlysning i fryselaboratoriet. Det kan virke som om den store avstanden til bart fjell gjør at isoverflata på store deler av Austfonna er for ren til at man kan forvente å se skitne bånd i kjernen slik som König et al. (2002) rapporterer om fra mindre breer ved Kongsfjorden, hvor avstanden til bart fjell er atskillig mindre. Det er mulig at man kunne oppnådd bedre resultat ved å legge ut en eller annen form for markør på overflata året før boring, for på den måten å identifisere sommeroverflata i kjernen, eller ved å analysere variasjonen i ulike kjemiske komponenter langs kjernene.

Heller ikke den lengre kjernen som i 2004 ble boret nær toppen av fonna har så langt bidratt til noen kvantifisering av refrysinga. Tettheten langs denne kjernen har blitt målt med god oppløsning (figur 5-16), og håpet var å kunne si hvor stor intern akkumulasjonen i balanseåret 03/04 var ved å studere endring av tetthet som en funksjon av dypet. For å få til dette var planen å bore en tilsvarende kjerne på samme sted våren 2005, noe som ikke ble gjort grunnet dårlig vær.



**Figur 5-16. Relativ tetthet til firn og is plottet mot dyp fra en kjerne boret i firnområdet på Austfonna april 2004. Null på dybdeskalaen tilsvarer snøoverflata og firnen begynner på 1,50 m.**

## **6 Diskusjon**

### **6.1 Nøyaktighet**

De ulike målingene som er gjengitt i forrige kapittel er gjenstand for usikkerheter og feil, og det kan være på sin plass å drøfte hvor stor innvirkning disse har på beregningene som blir gjort. Dette er ikke ment som noen rigorøs feilforplantningsanalyse, men snarere et forsøk på å belyse datamaterialets og analysenes begrensninger ved hjelp av noen enkle betraktninger.

#### **6.1.1 Massebalanse**

De fleste rapporterte massebalanseverdier i den vitenskapelige litteraturen har ingen oppgitt nøyaktighet. Kjøllmoen (2005) sier at Norges Vassdrags- og Energidirektorat opererer med en subjektiv vurdering av nøyaktigheten til sine massebalansemålinger i Fastlands-Norge. Dette begrunnes med at ”det er vanskelig å estimere nøyaktigheten matematisk fordi det er vanskelig å kvantifisere nøyaktigheten til de ulike faktorene”. De ulike faktorene er snødyp, stakehøyde og tettheten til snø, firn og is. I tillegg kommer usikkerhet knyttet til hvor representativ hver enkelt stakemåling er for den høyden den representerer, samt feil introdusert under ekstrapolasjonen fra punktmålinger til arealverdier. Nuttall (2001) kvantifiserer de ulike feilkildene og finner ut hvordan de påvirker usikkerheten til sluttresultatet ved hjelp av

feilforplantningsanalyse. Hun rapporterer en feil i gjennomsnittlig spesifikk nettobalanse på  $\pm 0,2$  m vannekvivalent for Finsterwalderbreen, hvor metodene brukt til å måle og beregne massebalansen er sammenliknbare med de i denne oppgaven. Derfor antas det at denne verdien gir et godt bilde av usikkerheten til massebalansen på Etonbreen som beskrevet over. Gjennomsnittlig spesifikk nettobalanse blir da  $-0,5 \pm 0,2$  m vannekv. og total massebalanse  $-0,4 \pm 0,1 \text{ km}^3$  vannekv. Nøyaktigheten til hver enkelt stakemåling vil normalt være betydelig bedre enn  $\pm 0,2$  m vannekv. fordi det er usikkerhetene knyttet til stakenes representativitet og ekstrapolasjonen som er de største feilkildene (Nuttall, 2001).

En feilkilde som kommer i tillegg til de nevnt over er terrengmodellen som brukes til å distribuere massebalansen. Estimatet av massebalansen for hele Etonbreen vil være sensitivt for feil i defineringa av Etonbassenget. Selv om terrengmodellen over Etonbreen har riktig areal i forhold til det Hagen et al. (1993) oppgir, avviker er mindre enn 2 ‰, er det ikke sikkert at hypsografien er helt korrekt. Det er nemlig mulig at en feiltegning av grensa i øvre deler som gjør arealet større, kompenseres av en feiltegning i lavere deler (eller omvendt) slik at samlet areal blir riktig, mens areal/høydefordelinga blir feil. Dessuten er grensa for Etonbreen slik den er tegnet i Hagen et al. bestemt ut fra topografiske kart som har en begrenset nøyaktighet, særlig over firnlinja hvor kontrasten i flybildene som kartet er konstruert på grunnlag av, nødvendigvis er dårlig. Følgelig er det også usikkerheter i det kartet over Etonbreen som her er brukt som mal. Denne usikkerheten gjelder ikke bare omrisset av høydemodellen, men selvsagt også høydeverdiene. Interpolasjonen fra høydekoter til grid blir riktignok bedret av at også staken på toppen, som har god presisjon i både horisontal og vertikal posisjon, blir brukt som høydepunkt, men det er likevel grunn til å anta at terrengmodellen ikke gir et veldig nøyaktig bilde av fonna. Den verdien for Etonbreens areal som er brukt i denne beregninga avviker for øvrig fra det oppgitt i Dowdeswell & Drewry (1985) (tabell 2-1) med knapt  $30 \text{ km}^2$ .



### 6.1.2 Energibalansemodell

Fordi energibalansemodellen er et forsøk på en forenklet matematisk framstilling av en kompleks situasjon, er det usikkerhetene rundt de antakelsene man gjør som er den viktigste begrensningen for hvor godt den greier å reprodusere forholdene ved breoverflata. Det er vanskelig å evaluere hvor stor feil som eventuelt introduseres av disse usikkerhetene, og en større analyse av feilkilder i energibalansemodellering er utenfor rekkevidden til denne oppgaven. Derfor skal vi bare se litt på hvor stor innvirkning nøyaktigheten til datamaterialet har på resultatet.

Tabell 4-1 viser hvor stor usikkerhet som i følge produsentene av de meteorologiske sensorene, knyttes til de ulike parameterne som inngår i modelleringa av energibalansen. Denne usikkerheten forplanter seg selvsagt også til resultatet av smeltemodellen. For å finne ut hvor stor feil som i verste fall kan introduseres av variasjoner innenfor de intervallene som tabell 4-1 oppgir, har modellen med data fra AWS1 blitt kjørt en gang med alle inputparameterne endret til maksimal verdi, det vil si målt verdi pluss maksimal feil, og en gang endret til minimums verdi. Resultatet blir et avvik på omtrent 18 % i hver retning, noe som er betydelig. Det er imidlertid lite trolig at alle de drøyt 23 000 målingene har en feil som trekker resultatet i samme retning. Mer sannsynlig er det at feilene til en viss grad oppveier hverandre slik at deres bidrag til feilen i resultatet blir langt mindre. Dessuten sørger bruken av den turbulente varmeutvekslingskoeffisienten som en tilpassningsparameter for at eventuelle unøyaktigheter i det meteorologiske datasettet får mindre innvirkning på nøyaktigheten til resultatet. Den kan selvsagt også føre til at energibalansemodellen gir en dårligere fysisk beskrivelse av prosessene som er involvert i smeltinga.

### 6.1.3 Luftas temperaturgradient

Den vertikale temperaturgradienten beregnes med data fra værstasjonene og minidataloggeren på Eton5. Feil i temperaturdata innenfor den oppgitte nøyaktigheten til sensorene på de to værstasjonene får ikke større konsekvenser for resultatet enn at det fortsatt vil rundes av til  $-0,9\text{ °C}/100\text{ m}$ . Imidlertid kan den dårlige oppløsninga (jf.

tabell 4-1) til sensoren på stake Eton5 medføre at den gjennomsnittlige gradienten endres med  $\pm 0,06$  °C/100 m.

#### 6.1.4 Smelting beregnet med ULS-data

Likning 4-12 er et forsøk på å oversette avstandsendringer mellom breoverflata og den ultrasoniske sensoren til smelting. Resultatet vil ikke påvirkes av en eventuell konstant feil i avstandsmåleren fordi en slik feil ikke får innvirkning på avstandsendingene. Derimot kan drift i sensoren og støy påvirke resultatet. Støy er sannsynligvis et lite problem i og med at det er døgnmidler av målingene som brukes i beregninga, mens eventuell drift i sensorens nøyaktighet forblir en ukjent faktor.

Det er nok likevel tettheten til isen, vintersnøen og nysnøen som er de største feilkildene. Tettheten til vintersnøen er kjent fra måling i snøsjakt på stedet og medfører neppe noen større feil i totalsmelting enn 15mm (forutsetter at tettheten er kjent med en nøyaktighet på  $\pm 5$  %). Tettheten til nysnøen, det vil si den snøen som faller i måleperioden, er ukjent, og tilskrives derfor Liestøls (2000) verdi for nysnø på  $100 \text{ kg m}^{-3}$ . Petrenko & Whithworth (1999) sier at tettheten til nysnø typisk ligger mellom 50 og  $100 \text{ kg m}^{-3}$ , mens den i følge Paterson (1994) ligger i intervallet 50-70  $\text{kg m}^{-3}$ . Derfor burde det muligens ha vært brukt en lavere verdi. På den annen side er det snø som faller under den varmeste delen av året det er snakk om. Det kan tenkes at denne har høyere tetthet enn nysnø om vinteren. Et forsiktig anslag blir derfor at usikkerheten er på  $\pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ , noe som bidrar med  $\pm 24 \text{ mm}$  i sluttresultatet. Breisens tetthet er ofte oppgitt å ha en gjennomsnittlig tetthet på  $900 \text{ kg m}^{-3}$  (f.eks. Liestøl, 2000), mens Paterson (1994) sier at den ligger mellom 830 og  $917 \text{ kg m}^{-3}$ . Dersom disse ekstremverdiene brukes vil totalresultatet av likning 4-12 enten avta med 62 mm eller øke med 15 mm. Hvis disse usikkerhetene adderes får vi et konservativt estimat av den totale nøyaktigheten på  $\pm 100 \text{ mm}$ .

### 6.1.5 Kuldemagasin

Når det gjelder beregninger av størrelsen til kuldemagasinet så vil feil i temperaturmålingene gi direkte innvirkning på resultatet (jf. likning 4-13), men i og med at det er differansen mellom kuldemagasinet på to ulike tidspunkt som er interessant i denne sammenhengen så vil feil i termistorene, dersom de er konstante over tid, ikke ha betydning. Temperaturkurvene vil da være forskjøvet like mye og i samme retning slik at differansen mellom arealene under de to kurvene blir riktig. Har feilen imidlertid endret seg mellom de to tidspunktene vil resultatet av likning 4-16 bli påvirket. For å finne ut hvor stor denne påvirkningen kan være antar vi at feilen i alle termistorer er null ved første måling og at den enten er  $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  eller  $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  (jf. Tabell 4-1) ved andre måling. Dette endrer det oppgitte resultatet på 307 mm med  $\pm 4\text{ mm}$  eller  $\pm 1,5\%$ , noe som kan betraktes som neglisjerbart. Skulle feil utover den oppgitte nøyaktigheten likevel ha oppstått på en eller flere av termistorene vil det selvsagt kunne ha stor påvirkning på den beregnede refrysinga.

Et annet forhold som påvirker resultatet er at smeltevann renner ned i hullet som termistorstrengen befinner seg i. Som det framgår av figur 5-14 er det flere ujevnheter på temperaturkurvene tidlig i smeltesesongen, noe som antyder at dette har skjedd. Diameteren til isboret som ble brukt til å lage hullet er 51 mm og hvis vi antar at hullet, som er 9,2 m dypt mens snøsmeltinga pågår, er like bredt, vil det kunne romme omtrent 19 kg vann. Dette vannet vil frigi latent varme når det fryser og temperaturen i isen vil øke. Feilen dette introduserer i resultatet av likning 4-16 vil likevel være på mindre enn  $19\text{ kg m}^{-2}$  fordi den tilførte varmen vil ledes bort fra termistorene.

## 6.2 Massebalanse

De beregnede verdiene for massebalansen i tabell 5-1 er betydelig lavere enn det Pinglot et al. (2001) rapporterer som gjennomsnitt for perioden 1986-99, men det romlige mønsteret ser ut til å være noenlunde det samme. Pinglot et al. bruker identifisering av radioaktive horisonter i grunne iskjerner til å kalkulere gjennomsnittlig nettobalanse i akkumulasjonsområdet, og sammenlikninga er gjort

ved å se på de av Pinglot et al. sine borepunkter som ligger i nærheten av stakeposisjonene oppgitt i tabell 5-1. Selv om det ikke er gjort noe forsøk på å beregne massebalansen for hele fonna, gir stakemålingene grunnlag for å si at den er klart negativ.

I følge Pinglot et al. er gjennomsnittlig ELA på Etonbreen i samme periode omtrent 450 m.o.h., mens den altså her er anslått til å ligge et sted i underkant av 670 m.o.h. høsten 2004. I et normalår burde balansen ha vært positiv helt ned til like over Eton3 hvor den burde vært svakt negativ. Selv med den feilmarginen som diskuteres over er dette langt fra å være tilfellet. Det er vanskelig å avgjøre om det er vinter- eller sommerbalansen som er mindre enn gjennomsnittlig, men det faktum at temperaturen på Hopen i juni, juli og august i gjennomsnitt var 1,5 °C varmere enn normalen, tilsier at sommerbalansen på Etonbreen trolig var mer negativ enn vanlig dette året. I følge en tidligere studie med bakkeradar (Melvold, upubliserte data) ligger stake Eton5 (636 m.o.h.) like over firnlinja og det er derfor sannsynlig at balansen her, grunnet intern akkumulasjon er litt større enn oppgitt over. Videre kan en netto pålagring av påfrossen is ha funnet sted fra firnlinja og ned til et sted over Eton4 (508 m.o.h.) uten at dette lar seg detektere med denne stakekonfigurasjonen. Begge disse forholdene vil gjøre massebalansen større enn resultatene i denne oppgaven viser, men ikke nok til å endre på at massebalansen 03/04 var mindre enn gjennomsnittlig. Dessuten er nettobalansen ved Eton4 såpass langt under null (-0,42 m vannekv.) at det virker lite sannsynlig at likevektslinja skulle ligge like over denne.

For øvrig er den observerte variasjonen i sommerbalanse med høyde (-0,2 m vannekv. per 100 m høydeøkning) ganske lik den som Schytt (1964) rapporterer fra Vestfonna (-0,18 m vannekv. per 100 m høydeøkning). Som nevnt er akkumulasjonsgradienten både vinteren 03/04 og 04/05 på omtrent 0,04 m per 100 m. Sand et al. (2003) rapporterer imidlertid en gjennomsnittlig gradient tilsvarende cirka 0,06 m per 100m (beregnet fra figur 6 i Sand et al.), på samme sted i 1999, altså betydelig høyere. I tillegg er økningen i akkumulasjon med høyde, som er målt med bakkeradar, mye mindre regelmessig enn det ser ut til i figur 5-2. Dette tyder på at det sannsynligvis introduseres en liten feil i vinterbalansen ved at det her bare interpoleres lineært mellom stakene.

## **6.3 Energibalanse og istemperatur**

### **6.3.1 Smeltemodellen**

På grunn av usikkerhet knyttet til de antakelsene som ligger til grunn for energibalansemodellen er det vanskelig å vite hvor mye man skal stole på utfallet. En tilnærming til dette problemet er å undersøke hvor fornuftige resultatene virker når man sammenlikner de med teorien.

Styrkeforholdet mellom de modellerte ablasjonsfaktorene ser ut til å være i tråd med Liestøls (2000) estimer, i hvert fall når det gjelder AWS1 (figur 5-9). Dette støtter opp om inntrykket av at energibalansemodellen her klarer å gjenskape forholdene ved breoverflata på en tilfredsstillende måte. Tilsvarende kan fordelinga mellom energikildene beregnet ved AWS2 (figur 5-12) brukes til å konkludere med at modellen her ikke fungerer. Det at konveksjon ikke bidrar med mer enn 5 % tyder på at de turbulente energiflукsene blir underestimert.

Som nevnt skyldes dette feil i vindhastighetsdata, muligens grunnet rimdannelse på anemometeret. Det er selvsagt ikke sikkert at modellresultatet hadde blitt riktig dersom vindhastighetsmålingene var bedre, det finnes andre forklaringer som vi kommer tilbake til, men en test gjort med rekonstruerte vindhastighetsdata gir 1433 mm i total smelting, noe som er en mer akseptabel verdi enn de 1074 mm som modellen produserer med de opprinnelige vindmålingene. Konveksjonens bidrag til smeltinga øker da fra 5 til 25 %. De rekonstruerte vindhastighetene er i gjennomsnitt  $2 \text{ m s}^{-1}$  større enn de målte. Rekonstruksjonen er foretatt ved å finne en overføringsfunksjon som beskriver sammenhengen mellom vindhastigheten ved AWS1 og 2 i perioder hvor anemometeret på AWS2 ser ut til å ha fungert bra. Denne funksjonen brukes så til å beregne nye vindhastighetsverdier ved AWS2 for hver epoke på bakgrunn av målingene gjort ved AWS1. Resonnementet bak å gjøre det på denne måten, i stedet for bare å forsøke med vinddata fra AWS1 direkte, er at vinden forutsettes å stort sett være katabatisk, og at den derfor øker i styrke nedover breen. Dette bekreftes både av vindretningsmålingene, de viser at det stort sett blåser

parallelt med breens helningsretning, og av at vindstyrken jevnt over er større ved AWS1 enn ved AWS2 hvis man kun ser på perioder der begge anemometrene fungerte.

En litt paradoksal effekt av at de turbulente fluksene underestimeres er at modellen i deler av perioden resulterer i for mye smelting. Sammenlikner man de modellerte smeltekurvene ved AWS1 og 2 (fig. 5-8 og 5-11) ser man at det ved sistnevnte er smelting helt fra starten av, selv når temperaturen er klart negativ. Dette er urealistisk og skyldes at den latente varmekraften, som så godt som alltid er negativ, blir for liten i absoluttverdi slik at den ikke kompenserer for strålingsfluks, som stort sett er positiv. Dermed blir totalfluks positiv og modellen produserer smelting når den ikke burde. Til tross for dette blir den totale smeltinga i modellen for liten fordi bidraget fra følbare varme blir altfor lavt i den delen av perioden hvor lufttemperaturen er positiv, og den følbare varmekraften egentlig er betydelig.

Når det gjelder følbare varme er det også på sin plass å bemerke at antakelsen om at overflatetemperaturen er lik lufttemperaturen når denne er negativ, og lik null når lufttemperaturen er positiv, fører til at den følbare varmekraften aldri kan bli negativ i modellen. Den blir nemlig alltid null når lufttemperaturen er under frysepunktet (jf. likning 4-8). Dette er ikke realistisk fordi breen selvsagt alltid avgir varme til atmosfæren når sistnevnte er kaldere enn breoverflata. For å kunne modellere dette må man ha informasjon om overflatetemperaturen. Det ble gjort et forsøk på å beregne denne ved hjelp av den målte utgående langbølgete strålinga. Dersom man antar at breen emitterer stråling som en svartkropp kan man løse likning 4-4 med hensyn på  $T$ . Det gir et uttrykk for overflatetemperaturen som en funksjon av utgående langbølgete stråling og kan puttes inn i modellen. Total smelting reduseres da med omtrent 140 mm og den følbare varmekraften blir negativ i store deler av perioden. Sannsynligvis for negativ fordi den beregnede overflatetemperaturen blir positiv, opptil 4 °C, i deler av perioden, noe som i utgangspunktet ikke er mulig. Dette tyder på at denne tilnærmingssmåten ikke har så mye for seg, muligens fordi målingene av den langbølgete strålinga ikke er nøyaktige nok, eller fordi is ikke emitterer som en svartkropp.

Som nevnt over er det ikke bare problemer knyttet til vindmåleren som reduserer tilliten til modellresultatet ved AWS2. Bruken av samme verdi for den turbulente varmeutvekslingskoeffisienten som ved AWS1 kan også problematiseres. Det er mulig at man ved å tilpasse denne, slik at observert og modellert smelting innenfor en periode stemmer overens, går glipp av de fysiske sammenhengene som modellen prøver å beskrive. I så fall blir det feil å overføre den verdien som fungerer ved AWS1 til AWS2. På samme måte kan man stille spørsmålstegn ved hvorvidt det er rimelig å anta at strålingsfluksene ved de to stasjonene er like. Selv om avstanden mellom dem ikke er mer enn knappe 9 km og høydeforskjellen under 170 m, kan det tenkes at det er mer tåke ved den øvre stasjonen. Den jevnt høye relative luftfuktigheten her (fig. 5-10), sammenliknet med ved AWS1 (fig. 5-6), kan antyde at så er tilfelle. I så fall vil den kortbølgete strålinga reduseres og den langbølgete vil øke slik at den er mindre negativ eller til og med positiv. I sum vil det antakeligvis føre til mindre smelting. Dette kan og være med å forklare hvorfor den beregnede andelen smelteenergi fra stråling blir urimelig høy ved AWS2, sammenliknet med Liestøls (2000) verdier for ablasjonsfaktorene på Svalbard.

Et siste moment som svekker påliteligheten til modellen ved AWS2 er at sensorenes høyde her varierer gjennom smeltesesongen. Mens den nedre stasjonen står fritt på overflata er AWS2 nemlig montert på en stake som er boret ned i is. Dermed vil avstanden fra overflata og opp til de meteorologiske sensorene øke etter hvert som snø og is smelter. Det er ikke gjort noe forsøk på å korrigere for dette i modellen. Dette må nødvendigvis forringe resultatet av modellen i og med at den er implementert med tanke på fast sensorhøyde.

Konklusjonen når det gjelder AWS2 er at energibalansemodellen her har for dårlig datagrunnlag til å kunne beskrive forholdene ved breoverflata, i tillegg til at det altså heller ikke finnes målinger av istemperatur her, og at resultatet derfor ikke er egnet som utgangspunkt for videre diskusjon omkring forholdet mellom energibalansen, kuldemagasinet og smeltinga. Ved AWS1 knyttes det derimot så stor tillitt til modellresultatet at det er grunn til å se nærmere på tallene.

### 6.3.2 Kuldemagasinet bidrag til massebalansen

Den totale smeltinga i energibalansemodellen ved AWS1 er på 1423 mm, mens den beregnet med ULS-data blir 1111 mm. Differansen er altså 312 mm. Samtidig viser beregninga at endringa i kuldemagasinet tilsvarer refrysing av 307 mm vann. Med de feilmarginene som er nevnt over må dette kunne sies å samsvare godt. Resonnementet bak dette utsagnet er at energibalansemodellen gir smeltinga slik den ville ha vært dersom breens kuldemagasin var lik null, det vil si hvis ingen energi krevdes til å varme opp isen til smeltepunktet, mens likning 4-12 gir den faktiske smeltinga. Differansen mellom disse to størrelsene blir dermed et mål på hvor mye smeltinga reduseres av at isen er kald, noe som i sin tur bør tilsvare endringa i kuldemagasinet, noe den altså omtrent gjør. Selv om de to verdiene for kuldemagasinet positive bidrag til massebalansen ikke er identiske så avviker de heller ikke med mer enn 2 %, noe som er akseptabelt med tanke på at de er beregnet ved hjelp av to vidt forskjellige metoder.

Alt i alt gir dette grunnlag for å hevde at nettobalansen ved AWS1 ville vært omtrent 0,3 m vannekv. mindre dersom isen hadde vært ved smeltepunktet. Dette er selvsagt først og fremst en hypotetisk situasjon fordi det forutsetter et helt annet klima, noe som i sin tur ville ha ført til et annet massebalanseregime, men det viser likevel at kuldemagasinet, og dermed vinterkulda, kan betraktes som en betydelig positiv komponent av massebalansen. Generelt vil størrelsen til dette bidraget først og fremst avhenge av hvor kaldt det er om vinteren, men også av snømengden fordi mer snø fører til økt isolasjon slik at isen avkjøles mindre. Fordi det oftest er positiv korrelasjon mellom temperatur og nedbør er det mulig at en oppvarming vil medføre en større reduksjon av kuldemagasinet enn bare temperaturøkinga i seg selv skulle tilsi. I og med at kuldemagasinet ikke er oppbrukt ved slutten av smeltesesongen kan det argumenteres for at et mindre kuldemagasin kunne ha forårsaket like stor reduksjon av smeltinga, fordi denne jo ikke står i forhold til størrelsen til kuldemagasinet, men størrelsen til endringa. Denne endringa er avhengig av hvor fort varmen ledes ned i breen, som igjen avhenger av temperaturgradienten i isen. Både høyere vintertemperaturer og mer snø vil føre til en mindre bratt temperaturgradient og dermed til at endringa av kuldemagasinet i løpet av en smeltesesong avtar.



Med tanke på at den pågående oppvarminga gjør, og er forutsagt å fortsette å gjøre, størst utslag om vinteren i arktiske områder (ACIA, 2004), kan kuldemagasinet reduksjon av smeltinga derfor ventes å bli mindre, noe Woodward (1997) allerede har pekt på. Dermed vil global oppvarming føre til økt avrenning fra Austfonna, og andre arktiske breer, selv om sommertemperaturen ikke skulle øke. Fordi det ser ut til å bli varmere også om sommeren, om enn mindre markert, vil avrenninga øke både fordi energitilførselen til breoverflata blir større og fordi en mindre andel av denne går til å varme opp isen til smeltepunktet.

Det er for øvrig uklart hvorvidt hele den beregnede reduksjonen i smeltinga skyldes dannelse av påfrossen is. I og med at det ikke ble gjort noen observasjoner på stedet i smeltesesongen kan man heller ikke si noe om hvordan snøpakken utviklet seg. Det er godt mulig at den faktiske mengden påfrossen is som ble dannet, for så å smelte igjen, var langt mindre enn 0,3 m vannekv. Kuldemagasinet påvirkning på massebalansen er nemlig ikke begrenset til refrysing av smeltevann (Schytt, 1949). Så lenge isen i øvre lag av breen holder minusgrader må den varmes opp til smeltepunktet før den kan smelte og dette absorberer energi som ville ha gått til å smelte is dersom den hadde vært temperert. Hvis det er tilgang på nok vann som kan refryse, vil energien hovedsakelig komme herfra, men også stråling og følbare varme vil bidra til å heve temperaturen i isen. Derfor er kuldemagasinet reduksjon av ablasjonen og refrysing ikke nødvendigvis det samme. I forbindelse med energibalansestudier er det førstnevnte som har størst relevans for den modellerte massebalansen.

Fordi det ikke har lyktes å frambringe et tilsvarende estimat av kuldemagasinet bidrag til massebalansen ved AWS2 er det ikke mulig å si noe om hvordan denne størrelsen eventuelt varierer i høyden. Lavere lufttemperatur skulle tilsi større kuldemagasin ved AWS2, mens mer snø trekker i motsatt retning. Som en første tilnærming kan man gjette at den beregnede verdien ved AWS1 er representativ for hele Etonbreen nedenfor firnlinja. Dette er ikke urimelig fordi stasjonen høydemessig ligger omtrent halvveis mellom fjorden og firnlinja. På grunn av den store romlige variasjonen i akkumulasjon på Austfonna er det imidlertid ikke grunnlag for å si at det som skjer på Etonbreen er representativt for hele fonna.

Også i firnområdet til Etonbreen er det god grunn til å tro at forholdene er annerledes. Fordi det ligger høyere er lufttemperaturen lavere, men det ligger også mer snø som isolerer mot vinterkulda. I tillegg isolerer firn bedre enn is. Hvorvidt dette i sum fører til at kuldemagasinet blir mindre eller større over firnlinja er ikke godt å si. Det er uansett ikke størrelsen på selve kuldemagasinet som er relevant, men størrelsen på endringa i løpet av smeltesesongen. Den subpolare bremodellen (avsnitt 3.2) forutsetter at kuldemagasinet i firnområdet er null ved slutten av sommeren, og at en stor del av smeltevannet refryser i firnen. Det virker derfor sannsynlig at vinterkuldas bidrag til massebalansen generelt er større i firnområdet enn i blåisområdet.

Hvis 0,3 m likevel brukes som estimat på kuldemagasinet bidrag over hele Etonbreen, blir den teoretiske nettobalansen, altså nettobalansen slik den ville vært under gjeldende klima, men der ingen energi går til å varme opp kuldemagasinet,  $-0,8 \pm 0,2$  m vannekv. eller  $-0,6 \pm 0,1 \text{ km}^3$ .

## **6.4 Sammenlikning med andre studier**

Kuldemagasinet estimerte bidrag til massebalansen ved AWS1 er like stor som vinterbalansen på samme sted. Det tilsier at  $P_{\max}$  her er 1, men fordi man også må ta hensyn til sommerakkumulasjonen blir den i virkeligheten omtrent 0,85. Dette er fortsatt betydelig høyere enn Reeh (1991) (med flere) sin verdi på 0,6. For å bruke Woodward et al. (1997) sin modell må man estimere en midlere årstemperatur for AWS1. Temperaturmålingene og den beregnede temperaturgradienten kan tyde på at den ligger rundt  $-10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . I så fall forutsier likning 3-4 at det vil dannes 70 mm påfrossen is. Det er uklart om dette er tykkelsen til den påfrosne isen eller om det er vannekvivalenten, men selv om det er sistnevnte gir det en verdi for  $P_{\max}$  på bare 0,23, altså langt under det som er modellert her. Det er selvsagt stor usikkerhet rundt den estimerte MAAT, men for at likning 3-4 og 3-5 skal resultere i  $P_{\max}$  på 0,85 må man bruke en gjennomsnittstemperatur på  $-37 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , noe som er helt urealistisk.

Dette tilsynelatende misforholdet kommer muligens av at både Woodward (1997) og Reeh (1991) vil beregne den andelen av akkumulasjonen som danner påfrossen is, mens det i denne oppgaven er snakk om kuldemagasinet totale reduksjon av smeltinga. I og med at det ikke finnes direkte observasjoner av påfrossen is på Etonbreen sommeren 2004 er det ikke mulig med en direkte sammenlikning, men resultatene her viser uansett at kuldemagasinet påvirkning på massebalansen er større enn det de nevnte modellen er i stand til å forutsi. Dette kan tyde på at det å bare se på kuldemagasinet bidrag til massebalansen i form av påfrossen is ikke er tilstrekkelig, i hvert fall ikke på Svalbard der det i følge Wold (1976) er tilgangen på vann, og ikke kuldemagasinet størrelse, som er minimumsfaktor for dannelse av påfrossen is. Det at isen ved AWS1 fortsatt er kald ved slutten av smeltesesongen (jf. figur 5-15) støtter opp om denne påstanden.

Andre studier fra Svalbard har vist at påfrossen is kan gi store bidrag til massebalansen her. Wold (1976) rapporterer at det årlige bidraget fra påfrossen is fordelt på hele brearealet er omtrent 0,2 m vannekv. på Austre Brøggerbre, men presiserer at det er store forskjeller mellom forskjellige deler av breen. Obleitner & Lehning (2004) finner stor temporal variasjon på Kongsvegen, der det i ulike år, men på samme sted, dannes påfrossen is tilsvarende fra 0,16 til 0,51 m vannekv. eller fra 35 til 100 % av akkumulasjonen. Wadham & Nuttall (2002) hevder at mellom 16 og 25 % av akkumulasjonen på breene på Spitsbergen kan bestå av påfrossen is. En direkte sammenlikning med disse studiene er imidlertid også vanskelig i og med at resultatet i denne oppgaven egentlig bare forteller hvor mye energi som går til å varme opp kuldemagasinet, og ikke hvor mye påfrossen is som dannes.

## 7 Konklusjon

Massebalansen på Etonbreen i balanseåret 2003/04 var klart negativ, med gjennomsnittlig spesifikk balanse tilsvarende  $-0,5 \pm 0,2$  m vannekv., og en total massebalanse på  $-0,4 \pm 0,1$  km<sup>3</sup>. Sommerbalansen var sannsynligvis mer negativ enn i et gjennomsnittså. Det er ikke gjort noe forsøk på å beregne massebalansen for hele Austfonna, men stakemålingene tyder på at også den var klart negativ.

Beregninger utført i denne oppgaven viser at kuldemagasinet kan betraktes som en positiv komponent i massebalansen, og at denne komponentens størrelse var omtrent 0,3 m i knapt 350 meters høyde på Etonbreen i balanseåret 03/04. Dette er et like stort bidrag som vinterbalansen, og betydelig større enn det som forutsies av to eksisterende modeller (Reeh, 1991; Woodward et al., 1997). Dersom denne verdien aksepteres som representativ for hele Etonbreen kan man si at nettobalansen ville vært  $-0,8 \pm 0,2$  m vannekv. eller  $-0,6 \pm 0,1$  km<sup>3</sup> hvis ingen energi hadde blitt brukt til å endre kuldemagasinet.

På grunn av kuldemagasinet avhengighet av temperaturen om vinteren er det grunn til å tro at avrenninga fra Austfonna vil øke med stigende vintertemperatur.

Ved AWS1 er det godt samsvar mellom modellert energibalanse, smelting og endring av istemperatur i den forstand at den energimengden som i følge modellen tilføres breoverflata tilsvarer den som trengs for å produsere den observerte smeltinga samt å endre isens temperatur så mye som termistormålingene viser. I tillegg er forholdet

mellom de modellerte ablasjonsfaktorene på linje med Liestøl (2000). Dette viser at metodene som er brukt i denne oppgaven er en fruktbar tilnærming til spørsmål knyttet til refrysing på breer på Svalbard. Samtidig demonstrerer problemene med energibalansemodellen ved AWS2 hvor sensitiv påliteligheten til resultatene er for kvaliteten til datagrunnlaget.

## Referanser

ACIA, 2004. *Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press.

Ahlmann, H. W., 1935. Contribution to the physics of glaciers. *Geographical Journal*, vol. 86, 97-113.

Anonym, 1969. Mass balance terms. *Journal of Glaciology*, vol. 8, nr. 32, 3-7.

Bamber, J., Krabill, W., Raper, V. og Dowdeswell, J., 2004. Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap: Austfonna, Svalbard. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, nr. 12, L12402.

Benn, D. I. & Evans, D. J. A., 1998. *Glaciers & Glaciation*. Arnold.

Cogley, J. G. og Adams, W. P., 1998, Mass balance of glaciers other than the ice sheets. *Journal of Glaciology*, vol. 44, nr. 147, 315-25.

Denby, B., Greuell, W. og Oerlemans, J., 2002. Simulating the Greenland atmospheric boundary layer. Part I: Model description and validation. *Tellus*, vol. 54A, nr. 5, 512-28.

Dowdeswell, J. A. og Drewry, D. J., 1985. Place names on the Nordaustlandet ice caps, Svalbard. *Polar Record*, vol. 22, nr. 140, 519-23.

Dowdeswell, J. A., Drewry, D. J., Cooper, A. P. R., Gorman, M. R., Liestøl, O. og Orheim, O., 1986. Digital mapping of the Nordaustlandet ice caps from airborne geophysical investigations. *Annals of Glaciology*, vol. 8, 51-8.

Dowdeswell, J. A., Unwin, B., Nuttall, A.-M. og Wingham, D. J., 1999. Velocity structure, flow instability and mass flux on a large Arctic ice cap from satellite radar interferometry. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 167, 131-40.

Drewry, D. J. og Liestøl, O., 1985. Glaciological investigations of surging ice caps in Nordaustlandet, Svalbard, 1983. *Polar Record*, vol. 22, nr. 139, 357-78.

EPICA community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, vol. 429, 623-8.

Fujita, K., Katsumoto, S. og Ageta, Y., 1996. Superimposed ice in glacier mass balance on the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology*, vol. 42, nr. 142, 454-60.

Greuell, W. og Konzelmann, T., 1994. Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature of the Greenland Ice Sheet. Calculations for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.). *Global and Planetary Change*, vol. 9, nr. 1-2, 91-114.

Greuell, W. og Genthon, C., 2004. Modelling land-ice surface mass balance. I *Bamber, J. L. og Payne, A. J. (red.) Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes*. Cambridge University Press, 117-68.

Hagen, J.-O., Liestøl, O., Roland, E. og Jørgensen, T., 1993. Glacier Atlas of Svalbard. *Norsk Polar Institutt, Meddelelser*, nr. 129.

Hagen, J.-O. og Reeh, N., 2003. In situ measurement techniques: land ice. I *Bamber, J. L. og Payne, A. J. (red.) Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes*. Cambridge University Press, 11-41.

Hagen, J.-O., Melvold, K., Pinglot, F. og Dowdeswell, J. A., 2003a. On the net balance of the glaciers and ice caps of Svalbard, Norwegian Arctic. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, vol. 35, nr. 2, 264-70.

Hagen, J.-O., Kohler, J., Melvold, K. og Winther, J.-G., 2003b. Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux. *Polar Research*, vol. 22, nr. 2, 145-59.

Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, vol. 282, nr. 1-4, 104-15.

Hutchinson, M. F., 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, vol. 106, nr. 3-4, 211-32.

Huybrechts, P., Letréguilly, A. og Reeh, N., 1991. The Greenland ice sheet and greenhouse warming. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 89, nr. 4, 399-412.

Janssens, I. og Huybrechts, P., 2000. The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, vol. 31, 133-40.

Kjøllmoen, B., 2005. Glaciological investigations in Norway in 2004. *Rapport nr. 2 fra Norges vassdrags- og energidirektorat*.

König, M., Wadham, J., Winther, J.-G., Kohler, J. og Nuttall, A.-M., 2002. Detection of superimposed ice on the glaciers Kongsvegen and Midre Lovénbreen, Svalbard, using SAR satellite imagery. *Annals of Glaciology*, vol. 34, 335-42.



Letréguilly, A., Reeh, N. og Huybrechts, P., 1991. The Greenland ice sheet through the last glacial-interglacial cycle. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 90, nr. 4, 385-94.

Liestøl, O., 1975. Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Årbok 1975*, 7-29.

Liestøl, O., 1993. Glaciers of Svalbard, Norway. I *Williams, R. S. og Ferrigno, J. G. (red.) Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, Europe*. United States Geological Survey Professional Paper 1386-E, 127-51.

Liestøl, O., 2000. *Glaciology, second edition*. Unipub forlag.

Mayo, L., 1991. Overview of Alaskan Program. Special considerations regarding cold glaciers. *Appendix V i Østrem og Brugman (1991)*, 175-183.

NGA (National Geospatial-Intelligence Agency), 2005. WGS 84 geoid calculator, URL: [http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/gravitymod/wgs84\\_180/intptW.htm](http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/gravitymod/wgs84_180/intptW.htm), (21.06.06).

Nuttall, A.-M., 2001. *The quiescent phase of Finsterwalderbreen, a surge-type glacier in Svalbard*. Doktoravhandling, University of Bristol.

Obleitner, F. og Lehning, M., 2004. Measurement and simulation of snow and superimposed ice at the Kongsvegen glacier, Svalbard (Spitzbergen). *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, vol. 109, nr. D4, D04106.

Oerlemans, J., 2000. Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance. *Journal of Glaciology*, vol. 46, nr. 155, 571-9.

Paterson, W. S., 1994. *The Physics of Glaciers, third edition*. Butterworth-Heinemann.

Pfeffer, W. T., Meier, M. F. og Illangasekare, T. H., 1991. Retention of Greenland runoff by refreezing: Implications for projected future sea level change. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, nr. C12, 22117-24.

Petrenko, V. F. og Whithworth, R. W., 1999. *Physics of Ice*. Oxford University Press.

Pinglot, J. F., Hagen, J.-O., Melvold, K., Eiken, T. og Vincent, C., 2001. A mean net accumulation pattern derived from radioactive layers and radar soundings on Austfonna, Nordaustlandet, Svalbard. *Journal of Glaciology*, vol. 47, nr. 159, 555-66.

Reeh, N., 1991. Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice sheet. *Polarforschung*, vol. 59, nr. 3, 113-28.

Sand, K., Winther, J.-G., Maréchal, D., Bruland, O. og Melvold, K., 2003. Regional Variations of Snow Accumulation on Spitsbergen, Svalbard, 1997-99. *Nordic Hydrology*, vol. 34, nr. 1-2, 17-32.

Schneider, T. og Jansson, P., 2004. Internal accumulation in firn and its significance for the mass balance of Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, vol. 50, nr. 168, 25-34.

Schytt, V., 1949. Re-Freezing of the Melt-Water on the Surface of Glacier Ice. *Geografiska Annaler*, vol. 31, 222-7.

Schytt, V., 1964. Scientific results of the Swedish Glaciological Expedition to Nordaustlandet, Spitsbergen, 1957 and 1958. *Geografiska Annaler*, vol. 46, nr. 3, 242-81.

Steinhart, J. S. og Hart, S. R., 1968. Calibration curves for thermistors. *Deep-Sea Research*, vol. 15, nr. 4, 497-503.

Sverdrup, H. U., 1935. The temperature of the firn on Isachsen's Plateau and general conclusions regarding the temperature of the glaciers on West-Spitsbergen. *Geografiska Annaler*, vol. 17, 53-88.

Thompson, L. G., Mosley Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P. N., Henderson, K. A., Coledai, J., Bolzan, J. F. og Liu, K. B., 1995. Late-glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huscaran, Peru. *Science*, vol. 269, 46-50.

Wadham, J. L. og Nuttall, A.-M., 2002. Multiphase formation of superimposed ice during a mass-balance year at a maritime high-Arctic glacier. *Journal of Glaciology*, vol. 48, nr.163, 545-51.

Ward, W. H. og Orvig, S., 1953. The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950. Part IV: The heat exchange at the surface of the Barnes Ice Cap during the ablation period. *Journal of Glaciology*, vol. 2, nr. 13, 158-168.

Wold, B., 1976. En glasiologisk undersøkelse av Austre Brøggerbre, Spitsbergen. *Hovedfagsoppgave i geografi*. Universitet i Oslo.

Woodward, J., Sharp, M. and Arendt, A., 1997. The influence of superimposed-ice formation on the sensitivity of glacier mass balance to climate change. *Annals of Glaciology*, vol. 24, 186-90.

Østrem, G. og Brugman, M., 1991. Mass balance measurments: a manual for field and office work. *National Hydrology Research Institute Scientific Report*, nr. 4, Environment Canada, N.H.R.I., Saskatoon og Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen, Oslo.

## Vedlegg I Symboler og konstanter

Symbol/ konstant	Beskrivelse	Verdi	SI-enhet
$b_n$	spesifikk nettobalanse		m
$b_s$	spesifikk sommerbalanse		m
$b_w$	spesifikk vinterbalanse		m
$C_h$	turbulent varmeutvekslingskoeffisient	0,0036	1
$c_{is}$	isens spesifikke varmekapasitet	2097	J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$c_l$	luftas spesifikke varmekapasitet	1004	J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$D_{snø}$	snødyb		m
$\Delta D$	total avstandsending mellom overflate og ULS		m
$\Delta d$	døgnlig avstandsending mellom overflate og ULS		m
$\Delta G$	endringsraten til kuldemagasinet		W m <sup>-2</sup>
$E$	fordampningsrate		kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$e_{2m}$	vanndampstrykk i to meters høyde		Pa
$e_{m2m}$	metningstrykk i to meters høyde		Pa
$e_s$	vanndampstrykk ved breoverflata		Pa
$F$	relativ luftfuktighet		%
$H_f$	følbar varmefluks		W m <sup>-2</sup>
$H_l$	latent varmefluks		W m <sup>-2</sup>
$K_{inn}$	innkommende kortbølget strålingsfluks		W m <sup>-2</sup>
$K_{ut}$	utgående kortbølget strålingsfluks		W m <sup>-2</sup>
$L_{inn}$	innkommende langbølget strålingsfluks		W m <sup>-2</sup>
$L_p$	langbølget strålingsfluks fra pyrgeometer		W m <sup>-2</sup>
$L_{ut}$	utgående langbølget strålingsfluks		W m <sup>-2</sup>
$l_s$	isens spesifikke smeltevarme	$3,34 \times 10^5$	J kg <sup>-1</sup>
$l_v$	isens spesifikke fordampningsvarme	$2,85 \times 10^6$	J kg <sup>-1</sup>
$M$	energi til smelting		W m <sup>-2</sup>
$N$	nedbørsrate		kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$P$	mengde refrosset vann		kg m <sup>-2</sup>
$p$	lufttrykk		Pa
$Q$	kuldemagasin		J m <sup>-2</sup>
$R$	netto strålingsfluks		W m <sup>-2</sup>
$r$	termistormotstand		$\Omega$
$S$	smelterate		kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$S_m$	total smelting		m
$s$	stakehøyde over sommeroverflata		m
$T_{2m}$	lufttemperatur i to meters høyde		°C
$T_{is}$	istemperatur		°C
$T_p$	pyrgeometerets temperatur		K
$T_s$	temperaturen ved breoverflata		°C
$T_t$	termistortemperatur		K
$V_{2m}$	Vindhastighet i to meters høyde		m s <sup>-1</sup>
$z$	dyp		m
$\rho_{is}$	tettheten til is	900	kg m <sup>-3</sup>
$\rho_l$	tettheten til luft	1	kg m <sup>-3</sup>
$\rho_{nysnø}$	tettheten til nysnø	0,1	kg m <sup>-3</sup>
$\rho_{snø}$	tettheten til vintersnø		kg m <sup>-3</sup>
$\rho_{vann}$	tettheten til vann	1000	kg m <sup>-3</sup>
$\sigma$	Stefan-Boltzmanns konstant	$5,67 \times 10^{-8}$	W m <sup>-2</sup> K <sup>-4</sup>

## Vedlegg II Smeltemodellen

For i = 1 To nx

    If  $T_{2m}(i) > 0$  Then

$T_s(i) = 0$

    Else

$T_s(i) = T_{2m}(i)$

    End If

$e_{m2m}(i) = 610.8 * \text{Exp}(19.85 * (1 - (273.15 / (T_{2m}(i) + 273.15))))$

$e_{2m}(i) = e_{m2m}(i) * (F(i) / 100)$

    If  $T_s(i) < 0$  Then

$e_s(i) = 610.8 * \text{Exp}(-22.74 * ((273.15 / (T_s(i) + 273.15)) - 1))$

    Else

$e_s(i) = 610.8$

    End If

$H_f(i) = \rho_l * c_l * C_h * V_{2m}(i) * (T_{2m}(i) - T_s(i))$

$H_l(i) = 0.622 * ra * l_v * C_h * V_{2m}(i) * ((e_{2m}(i) - e_s(i)) / p)$

$R(i) = K_{inn}(i) + K_{ut}(i) + L_{inn}(i) + L_{ut}(i)$

$M(i) = R(i) + H_f(i) + H_l(i)$

    If  $M(i) < 0$  Then

$S(i) = 0$

    Else

$S(i) = M(i) / I_s$

    End If

Next i